



**Luís Pedro de Castro
Figueiredo Portela**

**AS ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DO
CARAMULO: NOVOS DADOS
PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E
ISOTÓPICOS**



**Luís Pedro de Castro
Figueiredo Portela**

**AS ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DO
CARAMULO: NOVOS DADOS
PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E
ISOTÓPICOS**

Tese apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Para os meus pais e irmão.

o júri

Professor Doutor Fernando Ernesto de Almeida

Professor Associado, Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (Presidente)

Professora Doutora Maria dos Anjos Marques Ribeiro

Professora Associada, Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (Arguente)

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo

Professora Associada, Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (Orientadora)

agradecimentos

Depois desta longa jornada, agradeço a todos aqueles que de alguma forma me ajudaram e contribuíram para a conclusão desta importante etapa da minha vida. Deixo um agradecimento especial à Professora Maria do Rosário Azevedo pelo apoio prestado ao longo das várias etapas desta dissertação de mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos, assim como pela transmissão de conhecimentos ao longo de todo o meu percurso. Agradeço também ao Professor Jorge Medina pelo apoio prestado nas saídas de campo e na ajuda com o programa AcGis. Não poderia deixar de agradecer aos meus colegas de trabalho, Filipa Fonseca, Letícia Ferreira e Tiago Teixeira, pelas saídas de campo, ajuda no trabalho de laboratório e apoio ao longo do mestrado. Grato pelo apoio e assistência de Sara Ribeiro, do Laboratório de Geologia Isotópica da UA, e Cristina Sequeira, do Departamento de Geociências da UA, na confecção das pastilhas fundidas e prensadas.

Estou igualmente agradecido pelo constante apoio e paciência de toda a minha família, em particular dos meus pais, Paula e Luís, e irmão Miguel.

palavras-chave

Plutonito do Caramulo, granitos de duas micas, razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, idade Rb-Sr (rocha-total).

resumo

O plutonito do Caramulo é um maciço granítico implantado em metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico na Zona Centro-Ibérica, durante a última fase de deformação varisca. Compreende quatro unidades principais de granitos moscovítico-biotíticos (granito do Caramulo, granito de Almijofa, granito de Macieira de Alcoba e granito de Paredes), que se distinguem entre si pelo tamanho de grão, proporções relativas dos seus constituintes minerais e abundância e dimensão dos megacristais de feldspato potássico.

No que tange à sua composição mineralógica, verificou-se que não existem diferenças muito significativas entre as várias unidades graníticas. Todas contêm quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, biotite, apatite, zircão, monazite e ilmenite nas suas paragénese minerais primárias e clorite e moscovite secundária como principais fases de alteração.

Os dados de geoquímica de rocha-total revelaram que as quatro unidades estudadas fazem parte de uma intrusão granítica muito diferenciada, sem um padrão de zonamento bem definido, gerada a partir da anatexia de fontes exclusivamente supracrustais (tipo-S). As tendências geoquímicas observadas nas amostras das diferentes fácies, são consistentes com uma evolução por cristalização fraccionada a partir do mesmo magma parental.

A isócrona Rb-Sr (rocha-total) obtida neste trabalho ($310,8 \pm 8,2$ Ma) sugere que a instalação do plutonito poderá ser algo mais jovem do que o proposto anteriormente (326 ± 12 Ma).

As assinaturas isotópicas de Sr-Nd revelaram a influência de protólitos crustais na génese dos magmas graníticos e sugerem que os metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico poderão representar potenciais protólitos da sequência granítica estudada.

keywords

Caramulo pluton, two-mica granites, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios, whole rock Rb-Sr age.

abstract

The Caramulo pluton is a granite intrusion emplaced into metasediments of the Schist and Metagreywacke Complex in the Central Iberian Zone during the last Variscan deformation event. It comprises four main units of muscovite-biotite granitoids (Caramulo, Almijofa, Macieira de Alcoba and Paredes granites), showing variations in grain size, relative abundances of mineral constituents and amount and size of K-feldspar megacrysts.

Regarding the mineralogical composition, the various granitic units do not show significant differences. All contain quartz, K-feldspar, plagioclase, muscovite, biotite, apatite, zircon, monazite and ilmenite in their primary mineral paragenesis, and chlorite and muscovite as alteration phases.

Whole-rock geochemical data reveals that the four granite units are part of a very differentiated intrusion, with no distinct pattern of zonation, generated by anatexis of exclusively supracrustal sources (S-type). Moreover, the geochemical trends defined by the samples of the different granite facies are consistent with an evolution by fractional crystallization from the same parent magma.

The whole-rock Rb-Sr isochron obtained in this study ($310,8 \pm 8,2$ My) suggests that the pluton emplacement age is slightly younger than previously proposed (326 ± 12 My).

The Sr-Nd isotopic signatures reveals the influence of crustal protoliths on the genesis of these granitoids and suggests that the metasediments of the Schist and Metagreywacke Complex may represent potential protoliths of the granitic sequence.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	01
I.1. Objectivos do trabalho.....	01
I.2. Metodologia de trabalho.....	02
I.3. Estrutura do trabalho.....	03
 CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO REGIONAL	 05
II.1. Enquadramento geográfico.....	05
II.2. Enquadramento geológico.....	06
II.2.1. O Maciço Ibérico e a sua zonalidade.....	06
II.2.2. A Zona Centro-Ibérica (ZCI).....	07
<i>Estratigrafia</i>	08
<i>Deformação Varisca</i>	10
<i>Metamorfismo Regional</i>	12
<i>Plutonismo granítico Varisco</i>	13
II.3. A região do Caramulo.....	14
II.4. Trabalhos prévios.....	18
 CAPÍTULO III: MATERIAIS E MÉTODOS	 21
III.1. Amostragem.....	21
III.2. Preparação física das amostras de rocha-total.....	22
III.3. Determinação da Perda ao Rubro (PR).....	23
III.4. Confeccção de pastilhas fundidas.....	24
III.5. Confeccção de pastilhas prensadas.....	25
III.6. Análises químicas por Fluorescência de Raios-X (FRX).....	26
III.7. Preparação química das amostras para análise isotópica.....	27
III.7.1. Pesagem e adição de spike.....	27
III.7.2. Ataque e digestão química.....	29
III.2.6.2. Cromatografia iónica.....	30
III.8. Espectrómetro de Ionização Térmica (TIMS).....	33
III.8.1. Deposição das amostras.....	34
III.8.2. Medição das razões isotópicas.....	35
III.9. Separação de zircões.....	35
 CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA	 39
IV.1. Granito do Caramulo.....	39

IV.2. Granito de Almijofa.....	42
IV.3. Granito de Paredes.....	45
IV.4. Encaixante metamórfico.....	48
CAPÍTULO V: GEOQUÍMICA	53
V.1. Introdução.....	53
V.2. Rochas graníticas.....	53
V.2.1. Classificações químico-mineralógicas.....	53
V.2.2. Diagramas de discriminação tectónica.....	56
V.2.3. Elementos maiores.....	57
V.2.4. Elementos traço.....	59
<i>Elementos de grande raio iónico (LILE)</i>	61
<i>Elementos de grande força de campo (HFSE)</i>	62
<i>Terras Raras</i>	63
V.3. Encaixante metamórfico.....	65
V.3.1. Classificações químico-mineralógicas.....	66
V.3.2. Elementos maiores.....	67
V.3.3. Padrões de terras raras e diagramas multielementares.....	67
<i>Padrões de terras raras</i>	68
<i>Diagramas multielementares</i>	68
CAPÍTULO VI: GEOLOGIA ISOTÓPICA	71
VI.1. Introdução.....	71
VI.2. Equação fundamental da radioactividade.....	72
VI.3. Sistema isotópico Rb-Sr.....	73
VI.4. Determinação de idades pelo método Rb-Sr.....	74
VI.5. Sistema isotópico Sm-Nd.....	75
VI.6. Geoquímica isotópica Sr-Nd.....	76
VI.7. Idades Modelo.....	78
VI.8. Datação do plutonito do Caramulo pelo método Rb-Sr.....	79
VI.9. Assinaturas isotópicas Sr-Nd dos granitos do Caramulo.....	80
VI.10. Idades T_{DM} nos granitos do Caramulo e metassedimentos do CXG.....	82
CAPÍTULO VII: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	85
BIBLIOGRAFIA	87

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO REGIONAL

Figura II.1: Localização geográfica da região do Caramulo (extraído de Mansilha <i>et al.</i> , 2017).....	05
Figura II.2: Subdivisão do Maciço Ibérico em zonas geotectónicas (extraído de Pérez Estaún <i>et al.</i> , 2004), mostrando a localização aproximada da região de Caramulo (a vermelho).....	06
Figura II.3: Mapa geológico simplificado da região centro norte de Portugal, indicando a localização da área estudada (rectângulo negro), extraído de Azevedo e Valle Aguado (2006).....	08
Figura II.4: Principais domínios estruturais da ZCI: As setas a vermelho representam as vergências das estruturas D1 (extraído de Dias <i>et al.</i> , 2006; 2013 e referências inclusas).....	11
Figura II.5: Distribuição dos granitóides sin-D3 e tardi-pós-D3 na Zona Centro Ibérica, extraído de Azevedo e Valle Aguado (2006). O círculo preto assinala a localização da área estudada.....	13
Figura II.6: Mapa geológico simplificado do plutonito do Caramulo, adaptado de Godinho (1980).....	16
Figura II.7: Afloramento do granito do Caramulo (grão fino a médio, não porfiróide, moscovítico-biotítico - am. GR-13).....	17
Figura II.8: Aspecto de pormenor da matriz de grão médio-grosseiro do granito de Paredes (am. GR-17).....	17
Figura II.9: Matriz do granito de Almijofa com megacristais dispersos de feldspato potássico (am. GR-6).....	17
Figura II.10: Afloramento do granito de Macieira de Alcoba (grão médio, não porfiróide, moscovítico-biotítico - am. GR-7).....	17

CAPÍTULO III: MATERIAIS E MÉTODOS

Figura III.1: Diferentes fases de fragmentação das amostras de rocha: 1 – Fragmentos obtidos na prensa hidráulica; 2 – Moínho de maxilas; 3 – Aspecto da amostra após a primeira passagem pelo moínho de maxilas; 4 – Moínho de anéis de ágata; 5 – Agitador magnético TEMA com moínho de ágata; 6 – Moínho de ágata com amostra já em pó.....	23
Figura III.2: Determinação da perda ao rubro. 1 - Balança analítica; 2 - Mufla.....	24
Figura III.3: Confeção de pastilhas fundidas. 1 – Peroladora <i>Perl'X3</i> ; 2 - Peroladora com cadinho de platina; 3 - Aspecto da pastilha fundida final.....	25
Figura III.4: Confeção de pastilhas prensada. 1 – Molde para pastilhas prensadas; 2 - Prensa hidráulica; 3 - Aspecto da pastilha prensada final.....	26
Figura III.5: Espectrómetro de Fluorescência de Raios X.....	26
Figura III.6: Pesagem da amostra. 1 - Balança analítica de precisão; 2 - Copos <i>saville</i> x envolvidos em papel de alumínio.....	29
Figura III.7: Suportes metálicos das bombas de digestão ácida <i>Parr</i>	30

Figura III.8: Cromatografia iónica. 1 – Colunas primárias; 2 - Copos <i>savillex</i> para recolha de Rb; 3 – Placa de aquecimento; 4 - Colunas secundárias.....	32
Figura III.9: Espectrómetro de Ionização Térmica (TIMS) instalado no LGI-UA.....	34
Figura III.10: Porta-amostras. 1 - Introdução de filamentos no porta-amostras; 2 - Porta-amostras instalado no espectrómetro.....	35
Figura III.11: Separação de zircões. 1 - Aspecto da amostra antes do peneiramento. 2 – Agitador de peneiros; 3 - Separador Magnético Frantz; 4 – Fracções magnética (esquerda) e não magnética (direita).....	36

CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

Figura IV.1: Aspecto geral da textura do granito do Caramulo. Nicóis cruzados (am. GR-11).....	41
Figura IV.2: Contactos rectos entre quartzo (Qtz), plagioclase (Pl) e feldspato potássico (Kfs). À direita, observa-se um megacristal de feldspato potássico pertítico. Nicóis cruzados (am. GR-5).....	41
Figura IV.3: Matriz do granito do Caramulo contendo feldspato potássico com a macla típica da microclina (Mc), plagioclase (Pl), biotite (Bt) e moscovite (Ms). Nicóis cruzados (am. GR-5).....	41
Figura IV.4: Macla polissintética da albite em cristal de plagioclase (Pl). O cristal mostra evidências de sericitização (Mss). Nicóis cruzados (am. GR-5).....	41
Figura IV.5: Cristais de moscovite primária (Ms), biotite (Bt) e apatite (Ap). Nicóis paralelos (am. GR-5).....	41
Figura IV.6: Biotite cloritizada. Nicóis paralelos (am. GR-5).....	41
Figura IV.7: Aspecto geral da textura do granito de Almijofa. Nicóis cruzados (am. GR-6).....	43
Figura IV.8: Contactos rectos entre quartzo (Qtz), plagioclase (Pl) e feldspato potássico (Kfs). Nicóis cruzados (am. GR-8).....	43
Figura IV.9: Inclusões de plagioclase (Pl) em megacristal de microclina (Mc). Nicóis cruzados (am. GR-8).....	43
Figura IV.10: Pertites venulares em cristal de feldspato potássico (Kfs). Nicóis cruzados (am. GR-8).....	43
Figura IV.11: Cristal subédrico de plagioclase (Pl) exibindo macla polissintética da albite e alteração para moscovite secundária (Mss). Nicóis cruzados (am. GR-6).....	43
Figura IV.12: Moscovite primária (Ms) associada a biotite (Bt) no granito de Almijofa. Pode observar-se ainda um pequeno cristal de turmalina (Tur) Nicóis paralelos (am. GR-8).....	43
Figura IV.13: Inclusões de biotite em cristais de moscovite (Ms). Nicóis paralelos (am. GR-6).....	43
Figura IV.14: Aspecto da microfotografia anterior, mostrando moscovite (Ms) com extinção ondulante e clivagens arqueadas. Nicóis cruzados (am. GR-6).....	43
Figura IV.15: Inclusões de silimanite acicular (Sil) em moscovite (Ms). Nicóis paralelos (am. GR-6).....	43
Figura IV.16: Aspecto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (am. GR-6).....	43
Figura IV.17: Leitões ricos em biotite (Bt), silimanite (Sil) e moscovite (Ms) disseminados na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).....	47
Figura IV.18: Aspecto da microfotografia anterior em nicóis paralelos (am. GR-9).....	47

Figura IV.19: Cristais de quartzo (Qtz) e de plagioclase (Pl) na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).....	47
Figura IV.20: Quartzo intersticial (Qtz) e plagioclase (Pl) na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).....	47
Figura IV.21: Megacristal de feldspato potássico (Kfs) com a macla de Carlsbad, contendo uma inclusão acicular de silimanite (Sil). Nicóis cruzados (am. GR-9).....	47
Figura IV.22: Megacristal de feldspato potássico (Kfs) com inclusões de plagioclase (Pl) e de biotite (Bt). Nicóis cruzados (am. GR-9).....	47
Figura IV.23: Cristal de moscovite (Ms) incluindo quartzo (Qtz) e silimanite (Sil) na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).....	48
Figura IV.24: Cristal de biotite (Bt) com inclusões de zircão (Zrn), parcialmente alterado para clorite (Chl). Nicóis paralelos (am. GR-9).....	48
Figura IV.25: Leito lepidoblástico contendo biotite (Bt), silimanite (Sil) e moscovite (Ms). Nicóis cruzados (am. GR-9).....	48
Figura IV.26: Biotite (Bt) e silimanite (Sil) em leito lepidoblástico. Nicóis paralelos (am. GR-9).....	48
Figura IV.27: Textura lepidogranoblástica no filito MS-1. A rocha apresenta uma xistosidade S1 definida pela orientação preferencial dos filossilicatos (Ms+Bt). Nicóis paralelos (am. MS-1).....	50
Figura IV.28: Aspecto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (am. MS-1).....	50
Figura IV.29: Crenulação da xistosidade S1 no filito MS-1.....	50
Figura IV.30: Cristais de plagioclase no filito MS-1. Nicóis cruzados (am. MS-1).....	50
Figura IV.31: Textura granolepidoblástica no metagrauwaque MS-3. Nicóis paralelos (am. MS-3).....	50
Figura IV.32: Estratificação (S ₀) conferida pela alternância de níveis lepidoblásticos (ricos em filossilicatos) com bandas quartzo-feldspáticas granoblásticas. Nicóis paralelos (am. MS-3).....	50
Figura IV.33: Porfiroblasto euédrico de andaluzite no micaxisto MS-2. Nicóis paralelos (am. MS-2).....	51
Figura IV.34: Aspecto da matriz do micaxisto MS-2. Na parte inferior da microfotografia, observa-se um porfiroblasto de andaluzite. Nicóis paralelos (am. MS-2).....	51

CAPÍTULO V: GEOQUÍMICA

Figura V.1: Classificação das amostras das diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo no diagrama R1 – R2 de La Roche <i>et al.</i> (1980).....	55
Figura V.2: Classificação das amostras das diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988). Legenda como na figura anterior.....	56
Figura V.3: Diagramas de Pearce <i>et al.</i> (1984) para amostras do plutonito do Caramulo. VAG – granitóides de arco vulcânico; WPG – granitóides intra-placa; ORG – granitóides de crista média oceânica; syn-COLG – granitóides sin-colisionais.....	57
Figura V.4: Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras estudadas.....	58
Figura V.5: Diagramas de variação química dos elementos de grande raio iónico (LILE) para as amostras dos granitóides do Caramulo.....	62
Figura V.6: Diagramas de variação química dos elementos de grande força de campo	

(HFSE) para as amostras dos granitóides do Caramulo.....	63
Figura V.7: Perfis de terras raras normalizados com a composição do condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para amostras pertencentes às diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo.....	64
Figura V.8: Projecção das amostras dos metassedimentos do CXG no diagrama de classificação $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988).....	67
Figura V.9: (a) Perfis de terras raras normalizados com a composição do condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978); (b) Diagramas multielementares normalizados para o manto primordial de Sun & McDonough (1989).....	68

CAPÍTULO VI: GEOLOGIA ISOTÓPICA

Figura VI.1: Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo.....	74
Figura VI.2: Diagrama de correlação isotópica Sr-Nd para diferentes reservatórios terrestres. DM – Manto empobrecido; Bulk Earth – Terra Primitiva; EM1 – Manto enriquecido 1; EM2 – Manto enriquecido 2 (http://www.mantleplumes.org/LithosphereRemnants.html).....	77
Figura VI.3: Isócrona Rb-Sr rocha-total obtida para o plutonito do Caramulo.....	80
Figura VI.4: Distribuição das amostras estudadas no diagrama ϵSr_{310} vs. ϵNd_{310}	82

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO III: MATERIAIS E MÉTODOS

Tabela III.1: Pesos estimados e reais das amostras analisadas e quantidade de spike adicionado.....	28
Tabela III.2: Valores recomendados para as razões isotópicas $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$, $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ e $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ na mistura (spike + amostra).....	28
Tabela III.3: Etapas para a recolha de Rb, Sr e terras raras (REE), através das colunas primárias (Ribeiro, 2004).....	31
Tabela III.4: Etapas para a recolha de Sm e Nd nas colunas secundárias (Ribeiro, 2004).....	33

CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

Tabela IV.1: Listagem das amostras estudadas.....	39
---	----

CAPÍTULO V: GEOQUÍMICA

Tabela V.1: Comparação entre as composições de elementos maiores obtidas por FRX e ICP-AES.....	54
Tabela V.2: Teores em elementos traço (ppm) nas amostras estudadas.....	61
Tabela V.3: Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica.....	61
Tabela V.4: Teores em elementos traço (ppm) nas amostras de metassedimentos do CXG.....	66

CAPÍTULO VI: GEOLOGIA ISOTÓPICA

Tabela VI.1: Dados isotópicos Rb-Sr das amostras estudadas.....	79
Tabela VI.2: Dados isotópicos Sm-Nd para as amostras estudadas.....	81
Tabela VI.3: Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{310}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{310}$; valores de ϵSr_{310} e ϵNd_{310} ; idades (T_{DM}).....	81

Capítulo I – Introdução

A dissertação que aqui se apresenta intitula-se “As rochas graníticas da região do Caramulo: novos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos” e destina-se à obtenção do grau de mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos (2º Ciclo de Estudos) pelas Universidades de Aveiro e do Porto.

Do ponto de vista geológico, a região do Caramulo insere-se na Zona Centro-Ibérica (ZCI), uma das grandes unidades geotectónicas em que se subdivide o Maciço Ibérico. A ZCI corresponde a um dos domínios da Cadeia Varisca Ibérica onde a actividade magmática orogénica apresenta maior expressão, sendo testemunhada pela ocorrência de abundantes volumes de rochas graníticas, que se instalaram em metassedimentos com idades compreendidas entre o Neoproterozóico / Câmbrico inferior e o Paleozóico inferior, durante ou após a última fase de deformação dúctil da Orogenia Varisca (D_3).

Com este estudo, pretende-se contribuir para o conhecimento do plutonismo granítico que teve lugar na ZCI através da caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica das diferentes unidades que constituem uma importante intrusão sin- a tardi- D_3 que aflora na região do Caramulo, designada na literatura por Plutonito do Caramulo.

I.1. Objectivos do trabalho

A investigação realizada teve como objectivos fundamentais:

- Obter informação bibliográfica sobre as diferentes unidades graníticas que constituem o Maciço do Caramulo e o seu encaixante metamórfico;
- Fazer a análise petrográfica detalhada de amostras representativas das principais unidades graníticas do plutonito do Caramulo com vista à identificação das paragénese minerais que as constituem e à sua descrição textural;
- Caracterizar os vários litótipos graníticos com base em dados de geoquímica de elementos maiores, menores e traço obtidos por Fluorescência de Raios X, ICP-AES e ICP-MS;

- Datar através do método Rb-Sr (rocha total) a instalação do plutónio do Caramulo;
- Determinar as composições isotópicas Sr-Nd de algumas das amostras estudadas para definir a sua proveniência e possíveis relações de consanguinidade;
- Integrar e interpretar os resultados obtidos ao longo do trabalho.

I.2. Metodologia de trabalho

Para concretizar os objectivos definidos no ponto anterior, foi estabelecida uma metodologia de trabalho que envolveu as seguintes etapas principais:

- Levantamento bibliográfico sobre a geologia da região do Caramulo. Para o efeito, consultaram-se as publicações sobre a zona e as cartas geológicas disponíveis;
- Trabalho de campo. Durante a execução da tese, foram realizadas várias saídas de campo, em que se procedeu: (a) à observação e caracterização macro- e mesoscópica das rochas expostas nalguns afloramentos-chave; (b) amostragem e (c) registo fotográfico.
- Caracterização petrográfica, que envolveu a descrição textural das amostras colhidas e a identificação das associações minerais primárias e secundárias nelas presentes;
- Preparação física das amostras para análise química e isotópica, o que incluiu a sua fragmentação, moagem grosseira e moagem fina (a granulometrias inferiores a 200 *mesh*), bem como a confecção de pastilhas fundidas e prensadas;
- Análise química de elementos maiores e traço. Parte destas análises foram obtidas por Fluorescência de Raios X (FRX), enquanto outras foram realizadas no laboratório comercial Activation Laboratories – Actlabs (Ontário, Canadá), usando o pacote analítico 4LITHORESEARCH;
- Caracterização geoquímica das amostras com base nos dados de geoquímica de elementos maiores e traço obtidos;
- Ataque químico dos pós de rocha total e extracção de Rb, Sr, Sm e Nd por cromatografia iónica para determinação das suas composições isotópicas por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS).

- Trabalho de gabinete, que incluiu: (a) a compilação dos dados recolhidos no campo; (b) a introdução da informação georreferenciada em bases de dados; (c) a elaboração de mapas em suporte ArcGIS; (d) o processamento e interpretação dos dados analíticos obtidos e (f) a redação do documento final.

O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Petrologia do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA), usando um microscópio óptico de luz transmitida de marca Olympus, modelo BX50, equipado com máquina fotográfica.

A preparação física das amostras (fragmentação, moagem grosseira, moagem fina e pulverização) também foi efectuada no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, no laboratório destinado à preparação de amostras.

As análises químicas dos pós de rocha total foram determinadas no Laboratório de FRX do Departamento de Geociências e as análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd foram efectuadas no espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS) do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA), depois das amostras terem sido sujeitas a um processo de decomposição química e passadas por colunas de cromatografia iónica na sala limpa do LGI-UA. Descrevem-se no Capítulo 3 as técnicas e equipamentos utilizados.

I.3. Estrutura do trabalho

Para além deste capítulo introdutório e das referências bibliográficas, o presente relatório inclui mais cinco capítulos, organizados da seguinte forma:

- **Capítulo 2:** Enquadramento regional, que se inicia com o enquadramento geográfico e geológico geral da área em investigação e uma síntese das suas principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas. Inclui ainda uma breve revisão dos trabalhos prévios publicados sobre a região do Caramulo.
- **Capítulo 3:** Materiais e métodos, contendo uma descrição detalhada das técnicas e procedimentos analíticos usados na preparação de amostras e na aquisição de dados geoquímicos e isotópicos.
- **Capítulo 4:** Petrografia, onde se mostram os resultados da análise petrográfica realizada.

- **Capítulo 5:** Geoquímica, em que se apresentam as composições em elementos maiores e traço das amostras estudadas e se interpretam os dados obtidos com base em diagramas de classificação e de variação química.
- **Capítulo 6:** Geologia Isotópica. Neste capítulo apresenta-se a isócrona Rb-Sr de rocha total obtida para fácies central do plutonito do Caramulo e discutem-se assinaturas isotópicas Sr-Nd das amostras estudadas comparando-as com a informação disponível na bibliografia.
- **Capítulo 7:** Conclusões, onde se sintetizam as principais conclusões da investigação realizada.

Capítulo II – Enquadramento regional e local

II.1. Enquadramento geográfico

A região do Caramulo está localizada na transição entre a Beira Alta e a Beira Litoral na parte centro ocidental do território continental português, entre os paralelos 4485780mN e 4497780mN e os meridianos 559875mE e 571875mE (WGS84). Estende-se desde a Serra do Caramulo que ocupa os sectores este e sul da área até à bacia hidrográfica do rio Vouga que limita a região a norte e a oeste (Fig. II.1).

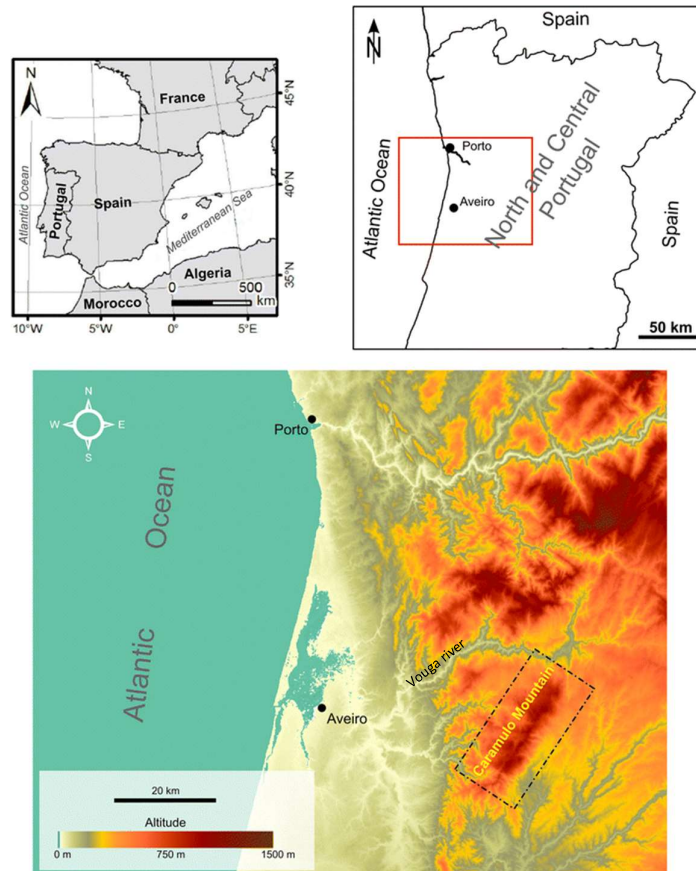


Figura II.1: Localização geográfica da região do Caramulo (extraído de Mansilha *et al.*, 2017).

Segundo Brum Ferreira (1978), a Serra do Caramulo corresponde a um bloco tectónico dissimétrico, com orientação NE-SW, que faz a transição entre as formas

aplanadas da Orla Ocidental e as áreas elevadas do Soco Varisco. Do seu lado oriental, a serra é limitada por uma importante escarpa de falha, enquanto a vertente ocidental desce gradualmente até à plataforma litoral (Brum Ferreira, 1978).

A região estudada é coberta pelas folhas nºs 187 e 198 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25000, emitida pelos Serviços Cartográficos do Exército.

II.2. Enquadramento geológico

Do ponto de vista geológico, a região do Caramulo integra-se na Zona Centro Ibérica (ZCI) do Maciço Ibérico (Fig. II.2). Correspondendo ao segmento mais ocidental da Cadeia Varisca Europeia, o Maciço Ibérico é um domínio constituído por rochas com idades compreendidas entre o Proterozóico superior e o Carbónico superior, que foram afectadas por deformação e metamorfismo regional de intensidade variável durante a colisão continental Varisca no final do Paleozóico (Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979). Nas fases finais do evento colisional, estes terrenos foram intruídos por abundantes volumes de magmas graníticos de tipologia diversa.

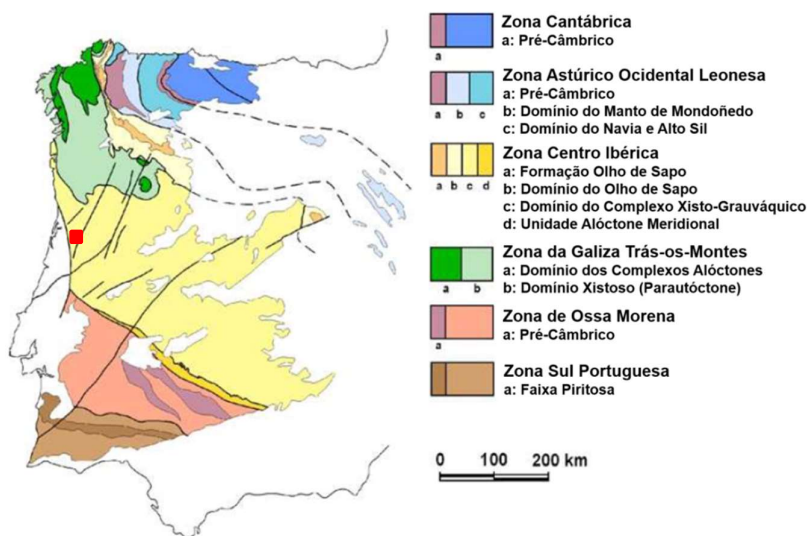


Figura II.2: Subdivisão do Maciço Ibérico em zonas geotectónicas (extraído de Pérez Estaún *et al.*, 2004), mostrando a localização aproximada da região de Caramulo (a vermelho).

II.2.1. O Maciço Ibérico e sua zonalidade

A existência de significativas diferenças estratigráficas, metamórficas, tectónicas e magmáticas nos vários domínios que compõem o Maciço Ibérico, levou Lotze (1945) a propor a sua subdivisão em seis zonas geotectónicas, que vieram posteriormente a ser redefinidas por Julivert *et al.* (1974) e Farias *et al.* (1987).

Segundo o esquema zonal de Julivert *et al.* (1974), modificado por Farias *et al.* (1987), é possível dividir o Maciço Ibérico nas seguintes unidades tectono-estratigráficas, de NE para SW (Fig. II.2):

Zona Cantábrica (ZC),
Zona Astúrico Ocidental Leonesa (ZAOL),
Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM),
Zona Centro Ibérica (ZCI),
Zona de Ossa-Morena (ZOM)
Zona Sul-Portuguesa (ZSP).

A ZAOL, a ZGTM, a ZCI e a ZOM distinguem-se da ZC e da ZSP por abrangerem terrenos onde predominam formações com idades mais antigas (Precâmbrico - Paleozóico inferior) e onde a deformação, metamorfismo e plutonismo granítico sin-orogénico atingiram maior intensidade, sendo, por isso, classificadas com zonas internas do orógeno varisco.

Em contrapartida, as zonas externas (ZC e ZSP) são predominantemente compostas por sucessões do Paleozóico Superior, apresentam deformação e metamorfismo de fraca intensidade e plutonismo granítico com pequena expressão (Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979).

Ribeiro *et al.* (1979) acentuam ainda que as estruturas representadas no Maciço Ibérico, com orientação NW-SE, possuem vergências opostas relativamente a uma zona axial situada na ZCI, o que confere ao orógeno uma simetria bilateral. No domínio norte, onde se incluem as Zonas Cantábrica, Astúrico-Ocidental-Leonesa e a parte setentrional da Zona Centro-Ibérica, a vergência é para NE, enquanto no domínio sul, compreendendo a parte meridional da Zona Centro-Ibérica e as Zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa, a vergência é para SW.

Dado que a região do Caramulo faz parte da Zona Centro-Ibérica (ZCI), descrever-se-á com um pouco mais de detalhe esta grande unidade geotectónica.

II.2.2. A Zona Centro-Ibérica (ZCI)

A ZCI contacta a norte e a nordeste com a ZGTM e com a ZAOL e, a sul e a oeste, com a ZOM através da zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Badajoz-Córdoba (Figs. II.2 e II.3). Estratigraficamente, a ZCI é caracterizada pela predominância de rochas do Proterozóico superior e do Paleozóico inferior e pelo carácter discordante e transgressivo do Ordovício sobre os materiais ante-ordovícos.

Estratigrafia

No sector central e meridional da ZCI, as formações metassedimentares ante-ordovícicas estão amplamente representadas (Fig. II.3), constituindo o chamado Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), cuja idade não é conhecida com exactidão devido à ausência generalizada de macrofósseis. A posição estratigráfica do CXG em relação a camadas do Ordovícico bem datadas, conjuntamente com dados de microfósseis, icnofósseis e idades U-Pb em zircões detríticos sugerem que a idade máxima de deposição do CXG seja do Ediacariano terminal / Câmbrio inferior (e.g. Sousa, 1982; 1983; 1984; 1985; Díez Balda *et al.*, 1990; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004; Chichorro *et al.*, 2011; Solá *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2012; Talavera *et al.*, 2012).

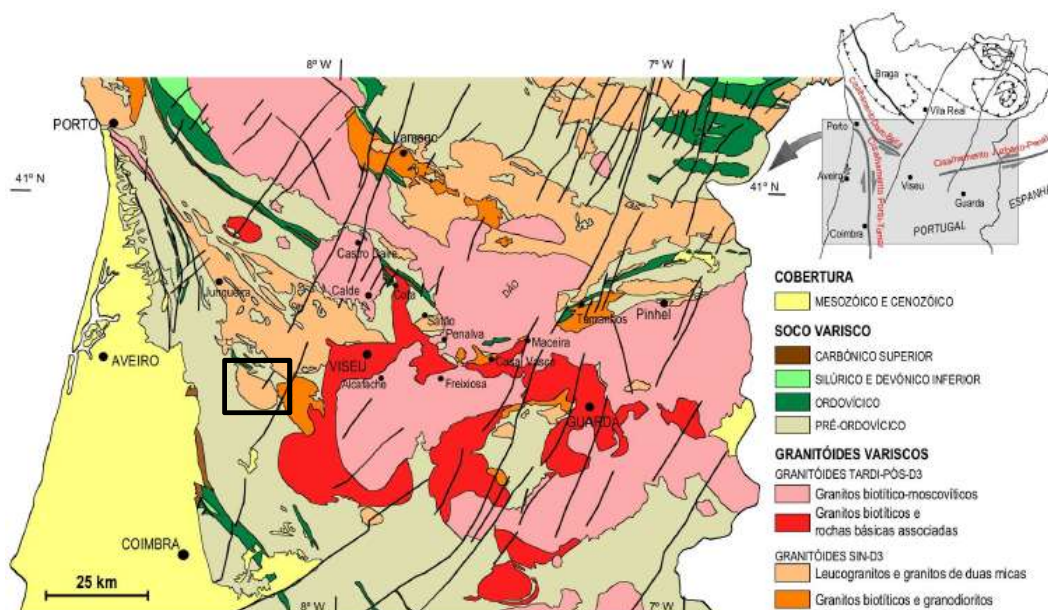


Figura II.3: Mapa geológico simplificado da região centro norte de Portugal, indicando a localização da área estudada (rectângulo negro), extraído de Azevedo e Valle Aguado (2006).

No sector português da ZCI, o CXG reparte-se por duas unidades litoestratigráficas distintas: o Grupo do Douro e o Grupo das Beiras (Sousa, 1982, 1983, 1984, 1985). As formações do Grupo do Douro afloram essencialmente na região do vale do Douro, enquanto as do Grupo das Beiras constituem vastos sectores da zona centro do país, onde se localiza a área estudada. Para Dias (1998), o limite entre os dois grupos é marcado por uma anisotropia crustal importante associada ao

acidente Porto-Viseu-Guarda (Fig. II.3), identificado por Mendes Victor *et al.* (1993) a partir de estudos gravimétricos.

Em termos litológicos, o Grupo das Beiras é composto por uma unidade basal rica em grauvaques, sobre a qual assenta uma unidade intermédia compreendendo pelitos e grauvaques com intercalações de pelitos negros e piritosos e termina numa unidade de topo, predominantemente pelítica com lentículas de conglomerados (Oliveira *et al.*, 1992; Medina, 1996; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). Já o Grupo do Douro é litologicamente muito mais heterogéneo. É formado por uma alternância de metapelitos, metagrauvaques, quartzitos, metaconglomerados, rochas carbonatadas e calcossilicatadas, agrupados por Sousa (1982) e Sousa e Sequeira (1989) em seis formações principais: Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e São Domingos.

Em discordância sobre o CXG, assentam as sequências ordovícicas, preservadas em sinclinais longos e estreitos, com orientação NW-SE (Fig. II.3). A presença desta discordância angular revela que as formações do CXG foram afectadas por um episódio de deformação pré-Ordovícico (e.g. Ribeiro, 1984; Sousa, 1984; Díez Balda *et al.*, 1990; Martínez Poyatos *et al.*, 2004).

A mega-sequência ordovícica inicia-se com um conjunto detrítico do Ordovícico inferior (Tremadociano-Floriano), ao qual se segue uma possante formação de quartzitos do Floriano (Quartzito Armoricano) com abundante registo fóssil (e.g. Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). A Formação do Quartzito Armoricano transita para as unidades predominantemente pelíticas do Ordovícico Médio (Dapingiano-Darriwiliano) de forma gradual. Sobre estas unidades, assentam concordantemente as camadas do Ordovícico Superior que se distinguem das subjacentes pela sua maior heterogeneidade litológica.

A passagem do Ordovícico ao Silúrico é marcada por uma importante descontinuidade estratigráfica, associada aos eventos erosivos glacio-eustáticos do final do Ordovícico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). O Silúrico é composto essencialmente por pelitos negros ricos em graptólitos, liditos e calcários (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). As rochas do Devónico são escassas na ZCI. Ocorrem apenas nos núcleos de alguns sinclinais e, na maior parte dos casos, o seu limite com o Silúrico é impreciso (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990).

O registo estratigráfico do Carbónico também está bastante incompleto, confinando-se ao intervalo Moscoviano-Gzeliano (Carbónico superior). Na ZCI, as

sequências desta idade acumularam-se em bacias límnicas intra-montanhas, marginadas por acidentes tectónicos importantes, como o cisalhamento de Douro-Beira e o cisalhamento de Porto-Tomar e são compostas por sedimentos de fácies continental de tipo molasso (Ribeiro *et al.*, 1979; Lemos de Sousa e Wagner, 1983; Valle Aguado *et al.*, 2013).

Deformação Varisca

A estrutura da ZCI está essencialmente relacionada com a orogenia varisca. Contudo, as sequências ante-ordovícicas registam os efeitos de uma deformação anterior, com a qual se relacionam três importantes discordâncias angulares. Duas dessas discordâncias foram identificadas apenas em Espanha e têm sido atribuídas ao ciclo orogénico cadomiano, que ocorreu no final do Proterozóico. A terceira discordância é conhecida como “discordância sarda” e situa-se na base da sucessão ordovícica. Segundo a bibliografia disponível, a deformação sarda terá produzido um dobramento suave e não foi acompanhada pelo desenvolvimento de foliação nem de metamorfismo orogénico (e.g. Díez Balda *et al.*, 1990).

Já a deformação varisca teve um carácter muito intenso, afectando todas as sequências ante-carbónicas. Para a maioria dos autores ibéricos, o padrão estrutural da ZCI resulta da sobreposição de efeitos de três fases de deformação variscas (D_1 , D_2 e D_3). É de sublinhar, contudo, que não há uma correspondência directa entre as três fases de deformação variscas definidas para o autóctone da ZCI e as registadas nos complexos alóctones da ZGTM, sendo de acentuar, em particular, que as estruturas extensionais atribuídas à D_2 nos terrenos autóctones se desenvolvem nos terrenos alóctones após um evento compressivo designado por D_2 (e.g. Noronha *et al.*, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Valle Aguado, 1992; Dias, 1994; Dias e Ribeiro, 1995; Valle Aguado *et al.*, 2005; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2006; 2013).

A primeira fase de deformação varisca (D_1) marca o principal evento de colisão oblíqua da Laurússia com a Gondwana, ao qual tem sido atribuída uma idade Devónica, ca. 360 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; Ábalos *et al.*, 2002). Na parte norte da ZCI e nos terrenos alóctones e parautóctones da ZGTM, a D_1 foi responsável pelo desenvolvimento de dobras vergentes para NE ou para E em oposição ao que acontece no sector meridional, onde as dobras D_1 possuem, em geral, plano axial subvertical ou muito inclinado, levando Díez Balda *et al.* (1990) a designar a porção

norte da ZCI por Domínio das Dobras Deitadas e o sector sul por Domínio das Dobras Verticais (Fig. II.4).

Segundo Dias *et al.* (2006; 2013; 2016), as estruturas D_1 encontradas no domínio das dobras verticais descrevem uma “flower structure” cujo eixo principal passa por Viana do Castelo - Marão - Vila Nova de Foz Côa (Fig. II.4). Para norte e nordeste deste eixo central, a vergência das dobras D_1 dá-se para NE, enquanto a sudoeste, as dobras apresentam vergência para SW (Dias *et al.*, 2006; 2013; 2016). De acordo com os mesmos autores, a sul desta estrutura de primeira ordem, as dobras D_1 voltam a mostrar planos axiais sub-verticais até que adquirem novamente vergências para NE, junto à Zona de Ossa-Morena (Fig. II.4).

De uma forma geral, as dobras D_1 são acompanhadas pelo desenvolvimento de uma xistosidade de plano axial (S_1), muito penetrativa, com direcção dominante NW-SE, que, nas proximidades de grandes acidentes tectónicos, pode sofrer variações.

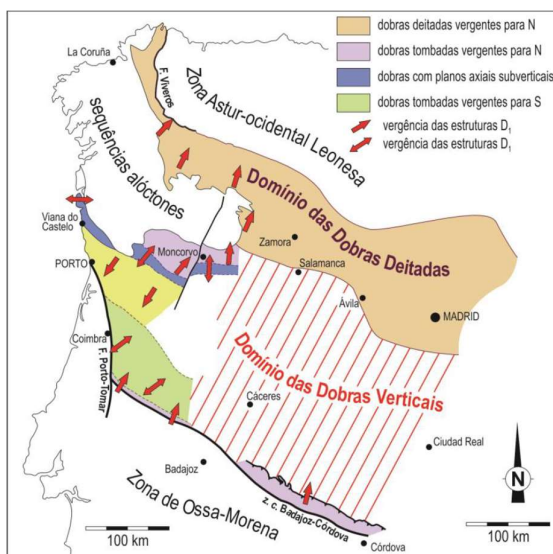


Figura II.4: Principais domínios estruturais da ZCI: As setas a vermelho representam as vergências das estruturas D_1 (extraído de Dias *et al.*, 2006; 2013 e referências inclusas).

A segunda e terceira fases de deformação variscas (D_2 e D_3) têm um carácter bastante mais heterogéneo. A D_2 afecta principalmente sequências metamórficas de grau médio a alto e está relacionada com zonas de cisalhamento sub-horizontais (Valle Aguado, 1992), enquanto a deformação D_3 se concentra em importantes corredores de cisalhamento transcorrentes, sub-verticais, direitos ou esquerdos, como é o caso das zonas de cisalhamento Porto-Tomar; Douro-Beira e Juzbado-Penalva do

Castelo (Fig. II.3) (e.g. Burg *et al.*, 1981; Iglesias e Ribeiro, 1981; Reavy, 1987, Diez Balda *et al.*, 1990, Valle Aguado, 1992; Dias, 1994; Valle Aguado *et al.*, 2005; Dias *et al.*, 2013; 2016).

A idade da última fase de deformação dúctil (D_3) está razoavelmente bem constrangida através de datações de zircões e monazites pelo método U-Pb obtidas em intrusões graníticas sin- D_3 que ocorrem nestes terrenos (\approx 315-300 Ma) (e.g. Almeida *et al.*, 1998; Fernandez-Suarez *et al.*, 2000; Valle Aguado *et al.*, 2005; Teixeira, 2008; Azevedo *et al.*, 2006; 2013; Costa *et al.*, 2014 e referências inclusas).

Por fim, já em regime frágil, a ZCI foi intensamente afectada por uma tectónica de fractura tardia, que deu origem a várias famílias de falhas sub-verticais com orientações NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW a ESE-WNW (e.g. Arthaud e Matte, 1975; Ribeiro *et al.*, 1979; Marques *et al.*, 2002).

Metamorfismo Regional

As evidências estruturais e petrográficas sugerem que, ao longo da D_1 , o metamorfismo regional varisco se desenvolveu em condições prógradas num regime de pressão intermédia (tipo Barroviano). O clímax metamórfico terá sido atingido no final da D_1 , início da D_2 . A este episódio ter-se-á seguido um evento de descompressão a alta temperatura, relacionado com as estruturas extensionais de segunda fase (D_2). Durante a tectónica transcorrente D_3 , as rochas terão seguido uma evolução retrógrada heterogénea, pautada pelo arrefecimento num regime de baixa pressão, embora se possam ter mantido condições de alta temperatura em profundidade devido aos elevados gradientes térmicos herdados do evento anterior e à intrusão de abundantes volumes de magmas graníticos (e.g. Valle Aguado, 1992; Escuder Viruete *et al.*, 1994a-b; 2000; 2004; Dallmeyer *et al.* 1997; Ábalos *et al.*, 2002; Valle Aguado *et al.*, 2005; Esteves *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013).

O modelo tectono-metamórfico acima descrito não colhe uma aceitação unânime por parte da comunidade científica, havendo muitos autores que defendem que o metamorfismo regional varisco ocorreu em condições de baixa pressão (tipo Abukuma) nas fases iniciais de deformação varisca (D_1 e D_2) e que o pico térmico só foi atingido durante a D_3 , estando estreitamente relacionado com o plutonismo granítico (e.g. Oen, 1970; Godinho, 1974; 1980; Reavy, 1987; Valverde-Vaquero *et al.*, 2006).

Cabe salientar, por último, que a implantação de corpos batolíticos de granitóides tardi-, tardi-pós e pós-cinemáticos nos estádios terminais da Orogenia Varisca foi responsável pelo desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contacto sempre que os metassedimentos encaixantes apresentam baixo grau metamórfico, obliterando, em muitos casos, os “fabrics” metamórficos prévios.

Plutonismo granítico Varisco

A ZCI é o segmento da Cadeia Varisca Ibérica onde os granitóides de idade varisca ocorrem em maior extensão e apresentam maior diversidade tipológica. Com base nas relações de campo, petrografia, geoquímica, idade de intrusão e profundidade de instalação, foram propostos diversos esquemas para classificar as intrusões graníticas da ZCI (e.g. Schermerhorn, 1956; Capdevila e Floor, 1970; Oen, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Ferreira *et al.*, 1987; Dias, 2001, Neiva e Gomes, 2001, Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013 e referências inclusas).

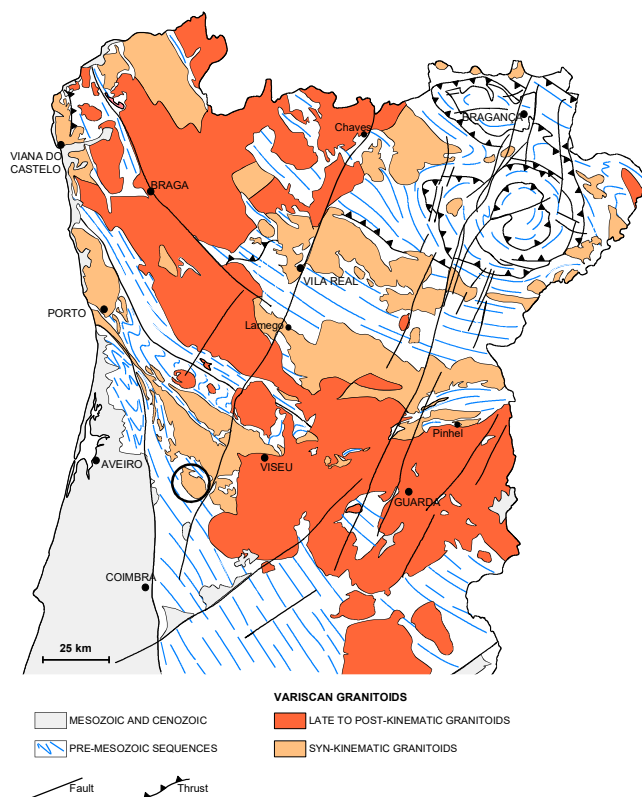


Figura II.5: Distribuição dos granitóides sin-D₃ e tardi-pós-D₃ na Zona Centro Ibérica, extraído de Azevedo e Valle Aguado (2006). O círculo preto assinala a localização da área estudada.

De acordo com Ferreira *et al.* (1987), a instalação da maior parte dos granitóides variscos está predominantemente relacionada com a terceira fase de deformação (D_3), o que levou estes autores a agrupá-los em duas categorias principais: (a) os granitóides sin- D_3 e (b) os granitóides tardi- a pós- D_3 , cuja distribuição na região centro-norte de Portugal se ilustra na Figura II.5.

O primeiro grupo compreende a maioria das intrusões de granitos peraluminosos de duas micas e, embora com menor representação, alguns corpos de granodioritos e granitos biotíticos precoces, enquanto o segundo grupo abrange complexos intrusivos não deformados cuja instalação foi tardia ou posterior à D_3 e inclui predominantemente granitóides da série granodioritos-granitos biotíticos, com os quais frequentemente se associam pequenas ocorrências de rochas ígneas máficas e intermédias.

Admite-se actualmente que os granitos de duas micas sin- D_3 correspondem a granitos tipo-S, gerados por anatexia da parte média da crosta continental durante o clímax do metamorfismo regional (e.g. Capdevila *et al.*, 1973; Godinho, 1980; Neiva e Gomes, 2001; Beetsma, 1995; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Teixeira, 2008; Costa *et al.*, 2014).

Em contrapartida, os granodioritos e granitos biotíticos sin- D_3 e os granitóides tardi-pós- D_3 apresentam características transicionais I-S e poderão ter derivado da fusão parcial de materiais da crosta inferior (Villaseca *et al.*, 1998) ou da hibridização entre magmas provenientes do manto e fundidos anatéticos crustais (e.g. Dias e Leterrier, 1994; Beetsma, 1995; Silva, 1995; Azevedo e Nolan, 1998, Castro *et al.*, 1999; Dias, 2001; Neiva e Gomes, 2001; Dias *et al.*, 2002; Gomes e Neiva, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013).

II.3. A região do Caramulo

As amostras estudadas neste trabalho foram colhidas num corpo granítico de forma grosseiramente elíptica com uma área de cerca de 65 km², designado na literatura por plutonito do Caramulo (Fig. II.3). A intrusão foi estudada pormenorizadamente por Godinho (1980), que a descreveu como um maciço zonado sin- D_3 , compreendendo quatro fácies principais (Fig. II.6):

- o Granito do Caramulo, constituindo a parte mais interna do maciço e duas pequenas manchas irregulares no bordo sul e sudoeste da intrusão. Corresponde a um granito homogéneo de grão fino a médio, não porfiróide,

moscovítico-biotítico, contendo, por vezes, escassos megacristais de feldspato potássico, cujas dimensões não ultrapassam os 2 cm (Fig. II.7). Nesta fácies, os encraves xistentos e os filões pegmatíticos, aplíticos, aplítico-pegmatíticos e de quartzo são raros;

- o Granito de Paredes que ocorre no bordo nordeste do plutonito. Distingue-se da fácies central pela sua granularidade tendencialmente mais grosseira e carácter porfiróide mais vincado (Fig. II.8). Os megacristais de feldspato potássico possuem, com frequência, tamanhos superiores a 2 cm e os filões pegmatíticos, aplíticos, aplítico-pegmatíticos e de quartzo são abundantes;

- o Granito de Almijofa, que forma uma orla quase contínua, de largura variável, ao longo da bordadura este, sul e oeste da intrusão. Apresenta fortes semelhanças com o granito de Paredes (Fig. II.9), tanto em termos de tamanho de grão, densidade e dimensão dos megacristais de feldspato potássico como no que se refere à ocorrência frequente de veios, bolsadas e filões de pegmatitos, aplitos, aplito-pegmatitos e de quartzo;

- o Granito de Macieira de Alcoba (Fig. II.10), que aflora no sector noroeste do maciço. Embora com granularidade idêntica à dos granitos de Paredes e Almijofa, o granito de Macieira de Alcoba diferencia-se destes por ser praticamente desprovido de megacristais de feldspato potássico, possuir maiores proporções de moscovite e mostrar sinais de deformação mais intensos. Tal como as restantes unidades periféricas, o granito de Macieira de Alcoba é cortado por numerosos corpos de pegmatitos, aplitos, aplito-pegmatitos e por veios e filões de quartzo.

Godinho (1980) refere ainda a ocorrência de vários pequenos corpos de granitos de grão fino a médio, porfiróides e não porfiróides disseminados no seio da massa principal (Fig. II.6).

No seu conjunto, o plutonito do Caramulo intrui o flanco sudoeste de um importante antiforma de terceira fase com orientação NW-SE, que se estende desde as proximidades do Porto até Tondela, conhecido na bibliografia por antiforma Porto-Viseu (e.g. Godinho, 1974; 1980; Valle Aguado *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013). Os metassedimentos encaixantes pertencem maioritariamente ao Grupo das Beiras do CXG, havendo, contudo, uma estreita faixa de quartzitos e xistos negros na porção setentrional da área (Serra da Urgueira – Destriz), com idade ordovícica provável (Godinho, 1974).

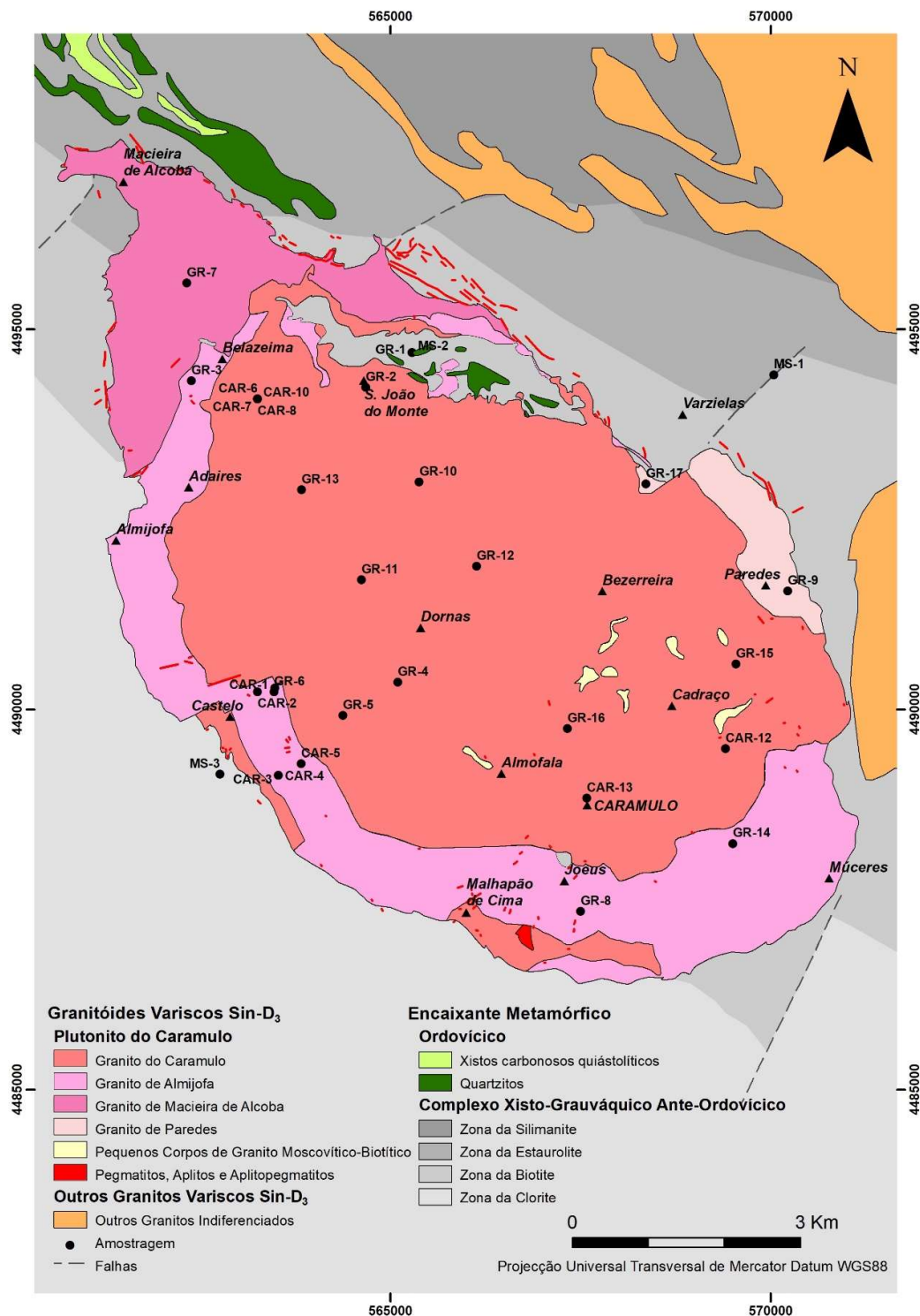


Figura II.6: Mapa geológico simplificado do plutonito do Caramulo, adaptado de Godinho (1980).



Fig. II.7: Afloramento do granito do Caramulo (grão fino a médio, não porfiróide, moscovítico-biotítico - am. GR-13).



Fig. II.8: Aspecto de pormenor da matriz de grão médio-grosso do granito de Paredes (am. GR-17).



Fig. II.9: Matriz do granito de Almijofa com megacristais dispersos de feldspato potássico (am. GR-6).



Fig. II.10: Afloramento do granito de Macieira de Alcoba (grão médio, não porfiróide, moscovítico-biotítico - am. GR-7)

Todas as formações metassedimentares foram afectadas por metamorfismo regional durante a orogenia varisca, tendo sido possível identificar quatro zonas metamórficas principais: zona da clorite; zona da biotite; zona da estauroлите + andaluzite e zona da silimanite (Godinho, 1974; 1980). As isógrads dispõem-se simetricamente em relação ao eixo do antiforma Porto-Viseu e o grau metamórfico tende a diminuir com a distância ao núcleo do antiforma (e.g. Godinho, 1974; 1980).

Enquanto Oen (1970) e Godinho (1974; 1980) interpretaram o padrão de zonalidade metamórfica da área como o resultado de um evento de plutonometamorfismo sin-D₃, posterior ao metamorfismo regional orogénico varisco e relacionado com a intrusão de magmas graníticos no núcleo do antiforma Porto-Viseu

(Maciço de Junqueira), Valle Aguado (1992), Valle Aguado *et al.* (2005) e Esteves *et al.* (2006) propõem que as paragénese metamórficas com granada, estauroлите, distena e silimanite se formaram mais precocemente durante a fase de engrossamento crustal (D_1).

Para este último grupo de autores, as rochas terão sido subsequentemente afectadas por um episódio de descompressão a alta temperatura na D_2 e terminaram a sua evolução seguindo uma trajectória retrógrada responsável pela formação de associações minerais com andaluzite, já na D_3 (e.g. Valle Aguado, 1992; Valle Aguado *et al.*, 2005; Esteves *et al.*, 2006).

II.4. Trabalhos Prévios

O primeiro mapa geológico da região do Caramulo, à escala 1:50000 (Folha 16-B - Águeda) foi elaborado por Ávila Martins (1962). Já na década de 70, as rochas ígneas e metamórficas deste sector foram objecto duma investigação aprofundada por Oen, com base na qual o autor formulou um modelo para a evolução tectono-térmica deste segmento da cadeia Varisca Ibérica (Oen, 1970).

Partindo da subdivisão proposta por Schermerhorn (1956), Oen (1970) agrupou os granitóides variscos da região centro norte da ZCI em dois grandes conjuntos: (a) os granitos “Older”, abrangendo as intrusões mesozonais, concordantes com as estruturas regionais, que ocupam os núcleos dos antiformas de terceira fase e (b) os granitos “Younger”, em que se incluem os complexos intrusivos epizonais zonados que definem relações discordantes, quer com os granitos mais antigos, quer com as estruturas regionais. Nos esquemas de classificação mais recentes, estes dois grupos de granitóides correspondem respectivamente aos granitóides sin- D_3 e tardi-pós- D_3 (Ferreira *et al.*, 1987).

Como foi referido nas secções anteriores, Godinho (1974) efectuou um estudo pormenorizado sobre as formações metassedimentares da “faixa plutonometamórfica” que constitui o flanco sudoeste do antiforma Porto-Viseu, devendo-se também a este autor, a caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica minuciosa das diferentes unidades que integram o plutonito do Caramulo (Godinho, 1980).

Num trabalho posterior da autoria de Neves (1991), são fornecidos dados de campo, petrográficos e geoquímicos complementares sobre as intrusões graníticas sin- D_3 que afloram no núcleo do antiforma (Maciço de Junqueira) e sobre os granitóides tardi-pós- D_3 implantados na área de Viseu. Esta informação está

sistemizada na Notícia Explicativa da Folha 17-A (Viseu) da Carta Geológica de Portugal (escala 1:50000) publicada pelo LNEG em 2010 (Ferreira *et al.*, 2010).

Medina (1996) descreveu detalhadamente a litoestratigrafia do CXG na região do Caramulo-Buçaco, associando a deposição desta sequência a um ambiente de plataforma siliciclástica (Medina, 1996; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). Medina foi também co-autor de uma publicação onde se apresenta uma isócrona Rb-Sr (rocha total) de 326 ± 12 Ma para o granito do Caramulo, interpretada como a idade de cristalização do plutonito (Tassinari *et al.*, 1996).

Para além dos trabalhos especificamente relacionados com o plutonito do Caramulo e seu encaixante metamórfico, são de mencionar ainda algumas publicações em que se descreve o antiforma Porto-Viseu e se caracterizam as intrusões graníticas sin- e tardi-pós-D₃ que afloram em áreas limítrofes (e.g. Oen, 1970; Valle Aguado, 1992; Valle Aguado *et al.*, 2005; 2017; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Esteves *et al.*, 2006; Ferreira *et al.*, 2010).

Capítulo III – Materiais e Métodos

Neste capítulo, descrevem-se os materiais e métodos usados no presente trabalho.

A preparação física das amostras para análise química e isotópica, a confecção de pastilhas prensadas e fundidas e as análises de elementos maiores e traço por Fluorescência da Raios X (FRX) foram realizadas nos laboratórios do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA), enquanto as análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd foram efectuadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA).

Enviaram-se também as amostras analisadas por Fluorescência da Raios X para o laboratório comercial Activation Laboratories – Actlabs (Ontário, Canadá), onde foram determinadas as suas composições químicas (incluindo os seus teores em Terras Raras) usando o pacote analítico 4LITHORESEARCH.

III.1. Amostragem

Um dos objectivos centrais do trabalho de campo consistiu em proceder ao reconhecimento geológico da área em estudo e colher amostras representativas das diferentes fácies graníticas que integram o plutonito do Caramulo, assim como dos metassedimentos encaixantes. A escolha dos locais de amostragem foi planificada no gabinete de modo a garantir que a malha de amostragem fosse o mais regular possível.

Durante a etapa de campo, teve-se o cuidado de registar as coordenadas UTM (WGS84) de cada ponto de amostragem. Na identificação das amostras de rochas graníticas usou-se o prefixo GR seguido do número de ordem (GR-1; GR-2; etc.), enquanto as amostras de rochas metamórficas foram diferenciadas das anteriores através da utilização do prefixo MS (MS-1, MS-2 e MS-3) (ver Fig. II.6). Para complementar a base de dados de geoquímica de rocha total, utilizaram-se ainda 6 amostras colhidas em trabalhos anteriores pelo Professor Jorge Medina, mantendo a nomenclatura dada pelo autor (ex. CAR-1; CAR-2, etc., Fig. II.6).

Além da recolha de amostras, o trabalho de campo envolveu a caracterização macro- e mesoscópica das rochas expostas em cada um dos afloramentos visitados, a obtenção de dados estruturais tanto nas rochas graníticas como nos metassedimentos encaixantes e o registo fotográfico dos aspectos mais relevantes das rochas investigadas.

III.2. Preparação física das amostras de rocha-total

A preparação física das amostras de rocha-total para análise química e isotópica foi efectuada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geociências da UA.

A primeira etapa deste procedimento consistiu em lavar as amostras de rocha com escova em água corrente de modo a remover todas as superfícies de alteração. Após a lavagem, colocaram-se as amostras em tabuleiros que foram introduzidos numa estufa a 60°C durante 48 horas. Depois de secas, as amostras foram fragmentadas em pedaços com dimensões mais pequenas com ajuda do martelo e da prensa hidráulica. Dos pedaços obtidos, seleccionou-se um fragmento para amostra de mão, outro para lâmina polida e os restantes foram utilizados na preparação dos pós (Fig. III.1.1).

A fase seguinte compreendeu a trituração das amostras no moinho de maxilas (Figs. III.1.2 e III.1.3). Antes de se inserirem as amostras no moinho de maxilas, este foi desmontado, aspirado, cuidadosamente limpo com papel embebido em álcool e seco com ar comprimido. Também se lavou e aspirou a sala em que está instalado. Os procedimentos de limpeza são fundamentais para evitar a contaminação das amostras e devem ser escrupulosamente cumpridos antes e depois da utilização do equipamento.

A passagem de cada amostra pelo moinho de maxilas processou-se em três etapas. Na primeira, regulou-se a abertura das maxilas com um espaçamento mais largo, enquanto na segunda e terceira se foi apertando sucessivamente a distância entre maxilas, por forma a garantir uma diminuição gradual de tamanho de grão.

Colocou-se então o material obtido sobre uma folha de papel de cenário, homogeneizou-se a amostra e quarteou-se. De cada amostra, extraiu-se uma subamostra com cerca de 120 g para ser pulverizada no moinho de ágata, armazenando-se o restante material em copos ou sacos de plástico selados, devidamente referenciados.

A última fase teve como principal objetivo pulverizar as subamostras separadas na etapa anterior a uma granulometria inferior a 200 mesh no moinho de anéis de ágata (Fig. III.1.4). Para o efeito, o moinho de ágata deve ser previamente bem lavado em água corrente, passado por papel embebido em álcool e seco com ar comprimido. Introduziu-se então cada subamostra entre os anéis de ágata, tendo o cuidado de a distribuir da forma mais uniforme possível. Depois de tapar o moinho com a respetiva tampa, colocou-se todo o conjunto no agitador magnético TEMA durante aproximadamente 20 minutos (Fig. III.1.5). Ao fim desse tempo, verificou-se se o pó

tinha a granulometria desejada. Repetiu-se a operação até a amostra adquirir a granulometria pretendida (Fig. III.1.6).

O pó obtido foi então retirado da peneira com a ajuda de um pincel para uma folha de papel, pesado e introduzido dentro de um frasco devidamente referenciado.

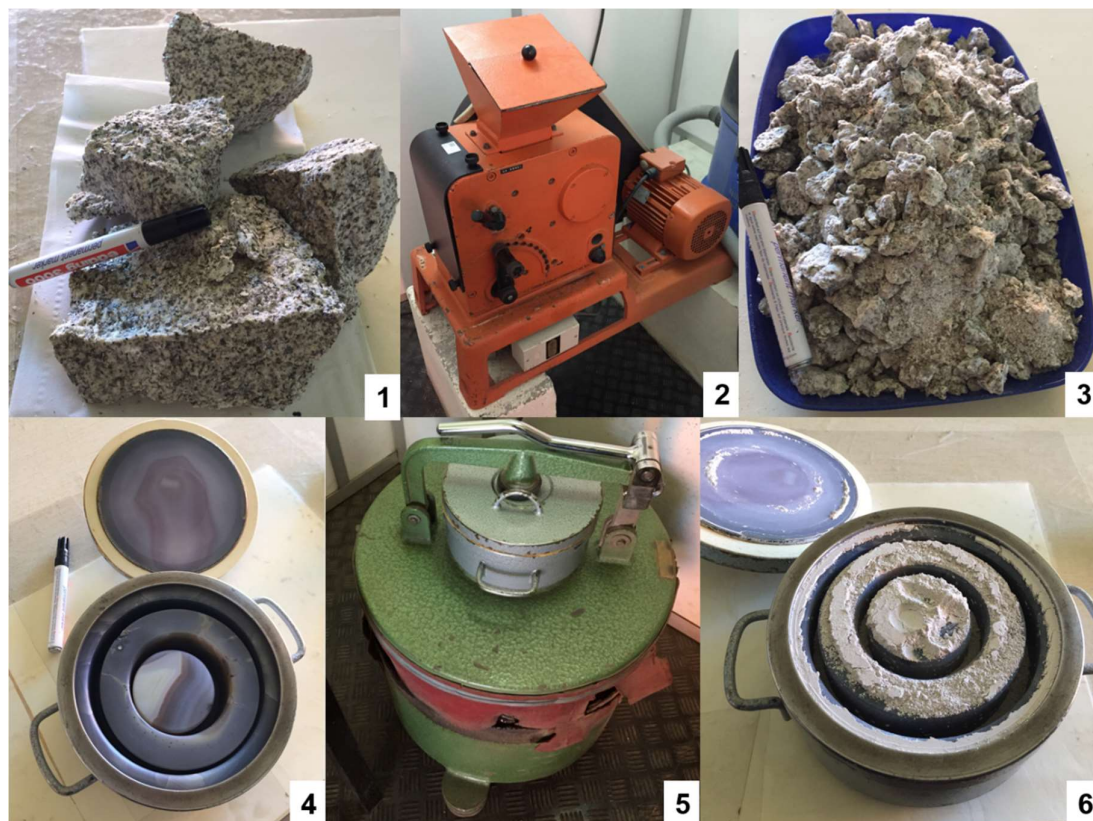


Figura III.1: Diferentes fases de fragmentação das amostras de rocha: 1 – Fragmentos obtidos na prensa hidráulica; 2 – Moíno de maxilas; 3 – Aspecto da amostra após a primeira passagem pelo moíno de maxilas; 4 – Moíno de anéis de ágata; 5 – Agitador magnético TEMA com moíno de ágata; 6 – Moíno de ágata com amostra já em pó.

III.3. Determinação da Perda ao Rubro (PR)

A determinação da perda ao rubro consiste em quantificar o teor em voláteis (e.g. H_2O , CO_2) alojados na estrutura cristalina dos minerais. A perda ao rubro é expressa em percentagens ponderais e obtém-se a partir da diferença de peso entre a amostra seca a $110^\circ C$ e a amostra calcinada através da seguinte expressão:

$$PR = \frac{(p_2 - p_1) - (p_3 - p_1)}{p_2 - p_1} \times 100$$

em que p_1 é o peso do cadinho; p_2 , o peso da amostra seca + cadinho e p_3 , o peso da amostra calcinada + cadinho.

Para calcular a perda ao rubro, procedeu-se da seguinte maneira:

1. Pesou-se um cadinho de porcelana numa balança analítica (Fig. III.2.1);
2. Pesou-se 1,5 g de pó da amostra, previamente seca a 110°C para o cadinho de porcelana;
3. Colocou-se o cadinho com o pó numa mufla à temperatura de 1000 °C, durante 3 horas (Fig. III.2.2);
4. Desligou-se a mufla e esperou-se que esta arrefecesse até aos 100°C;
5. Retirou-se o cadinho da mufla e deixou-se arrefecer até à temperatura ambiente num excicador;
6. Pesou-se novamente o conjunto (cadinho+pó);
7. Calculou-se a perda ao rubro



Figura III.2: Determinação da perda ao rubro. 1 - Balança analítica; 2 - Mufla.

III.4. Confecção de pastilhas fundidas

A preparação de pastilhas fundidas iniciou-se com a pesagem de 1g de amostra de rocha pulverizada seca para um cadinho de platina.

Em seguida, adicionaram-se à amostra 9 gramas de fundente - *Spectromelt A12* (tetraborato de lítio + metaborato de lítio - 63:34) e uma gota de brometo de lítio anidro para evitar que a pastilha ficasse agarrada ao molde. A amostra foi então homogeneizada com o auxílio de uma vareta de vidro.

A última etapa do procedimento consistiu em introduzir dos cadinhos na peroladora *Perl'X3* durante 10 minutos a 1350°C (Fig. III.3), após o que se deixaram arrefecer as pastilhas. No final, identificaram-se as pastilhas e lavaram-se os cadinhos de platina com ácido nítrico.



Figura III.3: Confeção de pastilhas fundidas. 1 – Peroladora Perl'X3; 2 - Peroladora com cadinho de platina; 3 - Aspecto da pastilha fundida final.

III.5. Confeção de pastilhas prensadas

O procedimento usado na execução de pastilhas prensadas envolveu as seguintes fases:

1. Pesagem de cerca de 10 g de pó da amostra previamente seco a 110°C para um recipiente de plástico;
2. Adição de cinco a seis gotas de um álcool aglutinante (*Moviol* a 2%);
3. Homogeneização da amostra com uma vareta de vidro;
4. Transferência do pó para um molde standardizado;
5. Introdução do molde numa prensa hidráulica, onde se aplicou uma força até 15t durante 30 segundos (Fig. III.3a);
6. Alívio gradual da pressão e remoção da pastilha do molde
7. Repetição das duas operações anteriores depois de ter virado o molde ao contrário;
8. Identificação da pastilha com a referência da amostra, tendo o cuidado de pôr a etiqueta na face oposta à que irá analisada;
9. Limpeza cuidadosa da prensa para evitar contaminações em ferro.

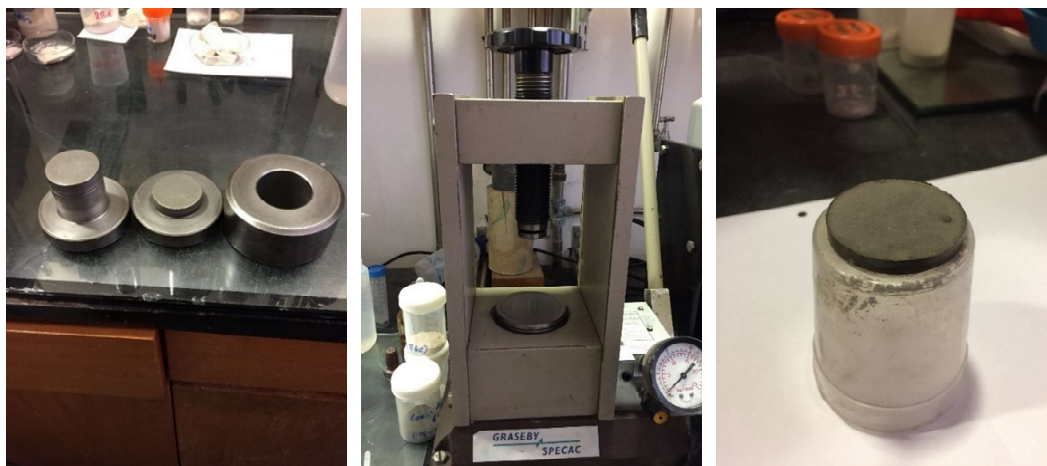


Figura III.4: Confeção de pastilhas prensada. 1 – Molde para pastilhas prensadas; 2 - Prensa hidráulica; 3 - Aspecto da pastilha prensada final.

III.6. Análises químicas por Fluorescência de Raios X (FRX)

As análises de FRX foram realizadas no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, sob a supervisão da Eng^a Cristina Sequeira, usando um espectrómetro *Panalytical*, modelo *Axios*, equipado com uma ampola de radiação primária de Rh (Fig. III.5).



Figura III.5: Espectrómetro de Fluorescência de Raios X.

III.7. Preparação química das amostras para análise isotópica

A preparação química dos pós de rocha-total para determinação das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por Espectrometria de Massa de Ionização Térmica (TIMS) foi realizada na sala limpa do LGI-UA, onde a qualidade do ar é controlada, para evitar contaminações.

Todo o material usado e manipulado foi previamente descontaminado com HNO_3 50% e água Milli-Q ultrapura (resistividade 18,2 μS) e, nalguns casos, através de fervura em água ou ácido a 250°C. Também só se utilizaram ácidos purificados por destilação ou bidestilação nas diferentes fases do trabalho.

Dado que as amostras estudadas apresentavam, na maior parte dos casos, razões Rb-Sr muito elevadas ($\text{Rb}/\text{Sr} > 5$), optou-se por determinar as concentrações destes dois elementos por Diluição Isotópica (DI). A técnica de DI permite dosear, com rigor, os conteúdos dos elementos pretendidos através da adição de quantidades pré-estabelecidas de uma substância com composição conhecida (*spike*), que é usada como termo de referência.

O protocolo de preparação química das amostras seguido no LGI-UA envolve as seguintes etapas principais: pesagem (com ou sem adição de *spike*), dissolução da amostra e, por último, a cromatografia iónica.

III.7.1 Pesagem e adição de *spike*

Antes de se iniciar o processo de pesagem das amostras, é necessário estimar a quantidade de amostra a pesar, com base nos dados das composições oligoelementares obtidas por outros métodos de análise e nos seguintes constrangimentos:

1. a amostra a inserir nas colunas de cromatografia iónica não pode pesar mais de 0,1g, pois esta é a quantidade máxima de material comportável pelas colunas;
2. a quantidade mínima de amostra a pesar deve, em princípio, permitir extrair pelo menos 1 μg do elemento de interesse. O valor de 1 μg é aproximadamente o dobro da concentração do elemento que é preciso introduzir no espectrómetro para obter uma análise fiável e permite, por isso, repetir a análise (caso a primeira falhe).

Ilustra-se no exemplo abaixo, o modo como se calculou a quantidade de amostra a pesar e sintetizam-se na Tabela III.1, os pesos estimados e reais de cada uma das amostras analisadas.

Amostra CAR-2

$\text{Nd} = 10,0 \text{ ppm} \Rightarrow 10,0\text{g (Nd) em } 10^6\text{g (amostra)}$

$\Rightarrow 10,0\mu\text{g (Nd) em } 1\text{g (amostra)}$

$10,0\mu\text{g (Nd) ----- } 1\text{g (amostra total)}$

$1\mu\text{g (Nd) ----- } x$

$x = 0,10\text{g (quantidade de amostra a pesar)}$

Tabela III.1: Pesos estimados e reais das amostras analisadas e quantidade de spike adicionado.

Ref. Amostra	Nd ppm	Peso amostra calculado (g)	Peso amostra real (g)	Peso spike (g)
CAR-2	10,0	0,100	0,09	0,10
CAR-4	8	0,125	0,09	0,10
CAR-6	30	0,033	0,03	0,04
CAR-13	13	0,077	0,07	0,09
GR-3	18	0,056	0,05	0,06
GR-7	9,0	0,111	0,09	0,10
GR-9	17	0,059	0,05	0,05
MS-1	24	0,042	0,042	0,03
MS-2	45	0,022	0,02	0,02
MS-3	18	0,056	0,05	0,03

Por outro lado, quando se pretendem determinar os teores dos elementos por DI, também é necessário estimar previamente as quantidades de *spike* a adicionar a cada amostra, o que requer que se tenha em linha de conta que:

1. a quantidade de *spike* adicionado à amostra deve ser susceptível de ser medida na balança de precisão (mínimo 10 mg);
2. as razões isotópicas da mistura (*spike* + amostra) obtida após a adição dos *spikes* deverão estar compreendidas no intervalo de valores indicado na Tabela III.2;
3. as soluções de *spike* usadas nas análises são, em geral, combinadas, i.e., contêm mais do que um elemento, pelo que é necessário conciliar os requisitos relativos aos diferentes elementos presentes em cada solução de *spike*.

Tabela III.2: Valores recomendados para as razões isotópicas $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$, $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ e $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ na mistura (*spike* + amostra).

$^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$	$^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$
$\approx 0,3$	$\approx 0,2$	0,15 – 1,75	$< 0,3$

Para obter as concentrações de Rb e Sr nas amostras estudadas, usou-se um *spike* combinado de Sr e Rb, contendo 5,7 ppm de ^{84}Sr e 27 ppm de ^{87}Rb . As quantidades de *spike* adicionadas a cada amostra estão indicadas na Tabela III.1.

Após ter calculado as quantidades de amostra e de *spike* a pesar, iniciou-se o processo de pesagem, que consistiu em:

1. Pesar cada copo de *Teflon* (sem amostra e com a respectiva tampa), depois de o ter envolvido com papel de alumínio para minimizar os efeitos da electricidade estática (Fig. III.6);
2. Retirar o copo da balança, destapá-lo e adicionar pequenas quantidades de amostra com ajuda de uma espátula até o peso da amostra atingir um valor próximo do previamente estipulado (Tabela III.2);
3. Adicionar o *spike* à amostra;
4. Registrar os pesos.



Figura III.6: Pesagem da amostra. 1 - Balança analítica de precisão; 2 - Copos *saxcillex* envolvidos em papel de alumínio.

III.7.2 Ataque e digestão química

Concluída a pesagem, retiram-se, com cuidado, as tampas dos copos de *Teflon* contendo as amostras (\pm *spike*) e adiciona-se a cada copo 1ml de HNO_3 e 2ml de HF concentrado, com ajuda de uma proveta. Depois de remover o papel de alumínio, os copos são devidamente referenciados, tapados e introduzidos nos suportes metálicos de bombas de digestão ácida *Parr*. Enroscam-se as tampas (também referenciadas) e colocam-se as bombas na estufa a $\approx 180^\circ\text{C}$ durante 3 dias.

Passados os três dias, espera-se que as bombas arrefeçam e retiram-se os copos. Estes são colocados sobre uma placa de aquecimento a $\approx 100-150^{\circ}\text{C}$ até as amostras em solução evaporarem totalmente. Adicionam-se, então, 3ml de HCL 6,2M a cada amostra e voltam a introduzir-se os copos nos suportes metálicos das bombas, que são colocadas na estufa a $\approx 180^{\circ}\text{C}$ por mais um dia.



Figura III.7: Suportes metálicos das bombas de digestão ácida *Parr*.

Ao fim desse dia, os copos são retirados das bombas e colocados na placa de aquecimento até as amostras estarem completamente secas.

III.7.3 Cromatografia Iónica

A cromatografia iónica tem como objectivo principal separar os elementos Rb, Sr, Sm e Nd dos restantes componentes da amostra através da troca de iões entre uma fase sólida (resina) e uma fase móvel (eluente). Para o efeito, as amostras são eluídas com solventes apropriados (em quantidades e concentrações pré-estabelecidas) e passadas por colunas de cromatografia iónica (preenchidas com resina), que permitem separar os iões dos diferentes elementos com base nas suas afinidades com a resina, ou seja, em função da sua selectividade relativa (Dickin, 1997).

Antes de se iniciar a separação por cromatografia iónica, as colunas devem ser pré-calibradas para determinar as quantidades de eluentes a adicionar e garantir, assim, a extracção eficiente dos elementos desejados. Só depois de se ter verificado que quantidades e concentrações dos eluentes estão correctamente doseadas é que se dá por concluída a calibração das colunas.

O protocolo seguido no LGI-UA para extrair o Rb, o Sr e as Terras Raras (REE), envolve a passagem das amostras por colunas de quartzo primárias, preenchidas com resina catiónica *Biorad* (AG[®] 50W-X8) de granulometria 200-400 μm (Fig. III.8).

O procedimento inicia-se com a pré-lavagem das colunas, primeiro, com HCl 6M e depois, com água ultrapura Milli-Q (Tabela III.3). Em paralelo, dissolvem-se as amostras em 0,4 mL de HCl 2,5M (Tabela III.3).

Tabela III.3: Etapas para a recolha de Rb, Sr e terras raras (REE), através das colunas primárias (Ribeiro, 2004).

Etapas para a recolha dos elementos nas colunas primárias		
Encher e desprezar	HCl 6M	Pré-lavagem das colunas
Encher e desprezar	H ₂ O Milli Q	
Dissolver a amostra	0.4 ml HCl 2.5M	
Depositar a amostra	0.4 ml HCl 2.5M	
Adicionar e desprezar	0.4 ml HCl 2.5M	
Adicionar e desprezar	0.4 ml HCl 2.5M	
Adicionar e desprezar	0.4 ml HCl 2.5M	
Adicionar e desprezar	8 ml HCl 2.5M	
Adicionar e recolher	4 ml HCl 2.5M	Recolha de Rb
Adicionar e desprezar	5 ml HCl 2.5M	
Adicionar e recolher	7 ml HCl 2.5M	Recolha de Sr
Adicionar e desprezar	5 ml HNO ₃ 4M	Eliminação do Ba
Adicionar e recolher	5 ml HCl 6M	Recolha de REE
Encher e desprezar	HCl 6M	Limpeza Final
Encher e desprezar	HCl 6M	
Encher	H ₂ O Milli Q	

O passo seguinte consiste em depositar as amostras dissolvidas em HCl nas colunas primárias (Tabela III.3; Fig. III.8). Esta operação deve ser realizada com muito cuidado, para evitar que se formem bolhas de ar e que a resina sofra estratificação (Ribeiro, 2004).

Depois da adição sucessiva de quantidades pré-estabelecidas de eluente, recolhe-se o Rb, depois o Sr e, no fim, as REE para copos *savillex* devidamente identificados (Tabela III.3). Colocam-se, então, os recipientes *savillex* numa manta de aquecimento a cerca de 150°C, até evaporarem completamente (Fig. III.8).

Termina-se esta fase com a limpeza das colunas, que se enchem duas vezes consecutivas com HCl 6M e, se condicionam, no fim, com água ultrapura Milli-Q (Tabela III.3).

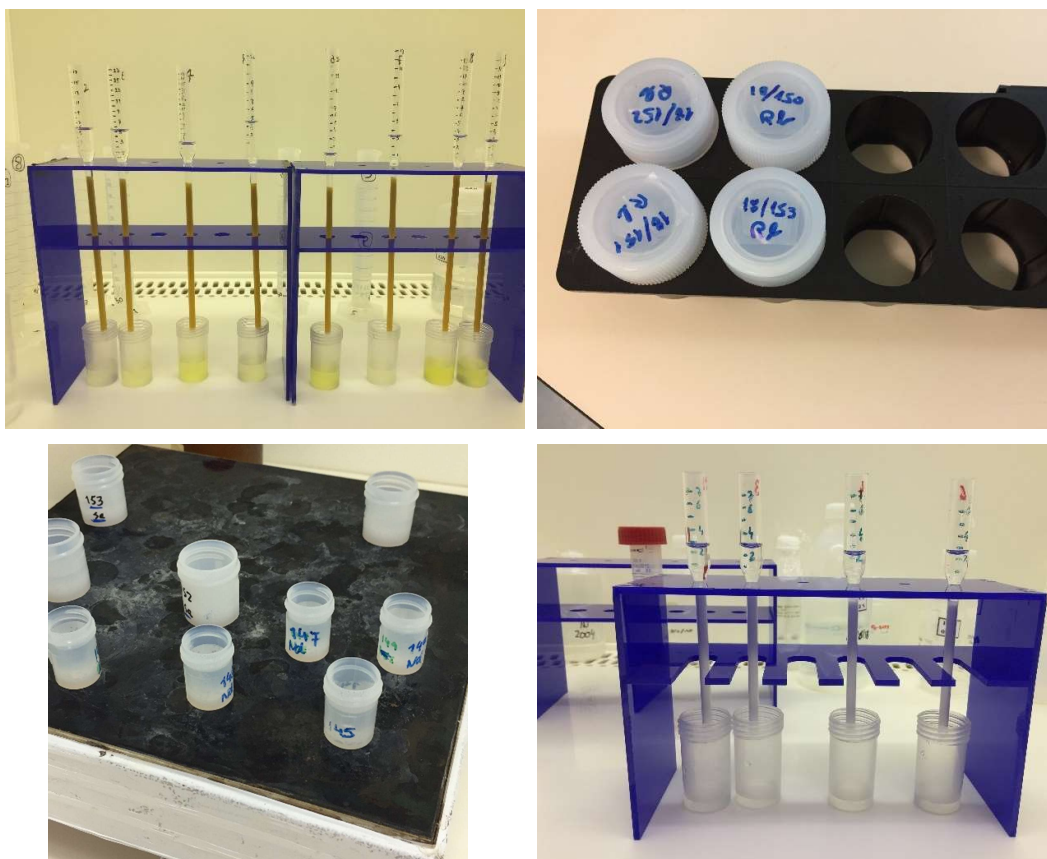


Figura III.8: Cromatografia iónica. 1 – Colunas primárias; 2 - Copos *savillex* para recolha de Rb; 3 – Placa de aquecimento; 4 - Colunas secundárias.

Partindo da amostra de REE obtida nas colunas primárias, passa-se, em seguida, à extracção do Nd em colunas secundárias (Fig. III.8). As colunas secundárias têm dimensões menores do que as primárias e estão preenchidas com uma resina *LN-Einchron* de granulometria muito fina (Fig. III.8).

Tal como com as colunas primárias, o procedimento inicia-se com a lavagem das colunas secundárias, enchendo-as inicialmente com HCl 6M, depois com água ultrapura Milli-Q e condicionando-as, por fim, com HCl 0,2M (Tabela III.4).

Depois de dissolver as amostras em HCl 0,2M, procede-se à sua deposição nas colunas ($\cong 20 \mu\text{L}$). Adicionam-se, então, 0,1 mL de HCl 0,2M por três vezes consecutivas, terminando com uma passagem de 17 mL de HCl 0,2M (Tabela III.4). O Nd é recolhido na etapa seguinte através da adição de 5 ou 6 mL de HCl 0,3M, dependendo da calibração das colunas e os copos *savillex* contendo Nd colocados sobre a placa de aquecimento, até evaporarem totalmente. Por último, lavam-se as

colunas, enchendo-as duas vezes com HCl 6M e condicionando-as com água ultrapura Milli-Q (Tabela III.4).

Tabela III.4: Etapas para a recolha de Sm e Nd nas colunas secundárias (Ribeiro, 2004).

Etapas para a recolha dos elementos nas colunas secundárias		
Encher e desprezar	HCl 6M	Pré-lavagem das colunas
Encher e desprezar	H ₂ O Milli Q	
Condicionar/ Encher	HCl 0.2M	
Depositar a amostra	20 µl HCl 0.2M	REE recolhida
Adicionar e desprezar	0.1 ml HCl 0.2M	
Adicionar e desprezar	0.1 ml HCl 0.2M	
Adicionar e desprezar	0.1 ml HCl 0.2M	
Adicionar e desprezar	17 ml HCl 0.2M	
Adicionar e recolher	6 ml HCl 0.3M	Recolha de Nd
Encher e desprezar	HCl 6M	Limpeza Final
Encher e desprezar	HCl 6M	
Encher	H ₂ O Milli Q	

III.8. Espectrómetro de Ionização Térmica (TIMS)

O espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS), instalado no LGI-UA, é da marca VG modelo Sector 54 e está equipado com um sistema de detectores Faraday (composto por seis colectores móveis e um central fixo) e um detector Daly (Fig. III.9). É constituído por três componentes fundamentais:

- Fonte - onde se procede à ionização da amostra e produção de um feixe de iões positivos por excitação térmica. O feixe de iões é direccionado e acelerado, por acção de um campo eléctrico constante, através de um colimador constituído por um sistema de fendas com diferentes orientações;
- Analizador de massa magnético - onde ocorre a separação do feixe iónico de acordo com as massas dos diferentes isótopos, por acção de um campo magnético de intensidade regulável. Quando se aplica um campo magnético com direcção perpendicular à do feixe de iões, a sua trajectória é deflectida. O raio de curvatura da trajectória é directamente proporcional à massa de cada ião, i.e., os iões com maior massa são menos deflectidos (maior raio de curvatura) do que os iões de menor massa, o que permite separar os isótopos consoante a sua massa;
- Sistema de colecção, detecção e amplificação do sinal eléctrico. A medição das abundâncias relativas dos diferentes isótopos é feita através da comparação das

intensidades dos seus respectivos sinais. Os colectores móveis do espectrómetro são previamente posicionados de acordo com a trajectória dos isótopos que se pretendem analisar.



Figura III.9: Espectrómetro de Ionização Térmica (TIMS) instalado no LGI-UA.

III.8.1 Deposição das amostras

Para se determinarem as razões isotópicas por TIMS, os elementos separados na etapa anterior (Rb, Sr, Nd) foram depositados em filamentos, com configurações distintas consoante os elementos a analisar. No caso do Rb e do Sr, as amostras são depositadas em filamentos centrais de Ta, pois o primeiro potencial de ionização do Rb e do Sr é relativamente baixo. Em contrapartida, a deposição de elementos com elevado potencial de ionização, como acontece com as terras raras, faz-se em filamentos com arranjo triplo Ta-Re-Ta, porque a configuração tripla permite controlar melhor os processos de volatilização e de ionização.

Na deposição das amostras de Sr, usou-se 1 µl de ácido fosfórico (H_3PO_4 1M) como solvente, pois este ácido provoca o aumento de temperatura de volatilização do Sr, minimizando as potenciais interferências isobáricas do ^{87}Rb sobre o ^{87}Sr . Já o Rb e o Nd foram dissolvidos em 1 µl de ácido clorídrico (HCL 2.5M).

Após a deposição, colocaram-se os filamentos num dispositivo eléctrico que permite aumentar gradualmente a temperatura até a solução evaporar totalmente, provocando o aparecimento de uma coloração vermelha no filamento. Introduziram-se,

então, os filamentos no porta-amstras e carregou-se o espectrómetro de massa (Fig. III.10).

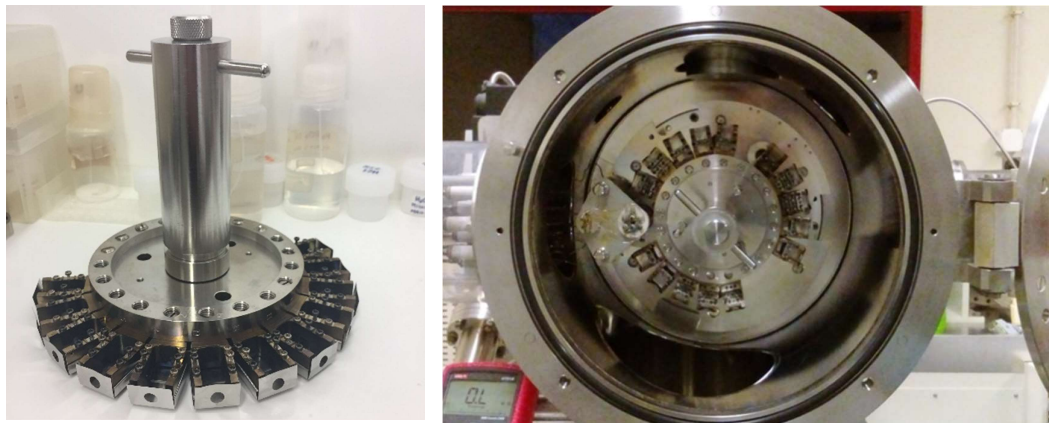


Figura III.10: Porta-amstras. 1 - Introdução de filamentos no porta-amstras; 2 - Porta-amstras instalado no espectrómetro

III.8.2 Medição das razões isotópicas

No caso do Sr, as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram medidas numa sequência de três ciclos no modo dinâmico com quatro colectores Faraday, mantendo a intensidade do feixe de ^{88}Sr em 1.5-2V durante 50 a 100 aquisições. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas foram corrigidas segundo a lei de fracionamento exponencial para um valor de $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$. No período em que decorreu o trabalho, a análise do padrão SRM 987 forneceu um valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710263 \pm 16$ (conf. lim. 95%, N=12). A precisão interna foi inferior a 20 ppm (1 sigma).

Já as razões isotópicas de Nd foram medidas, numa sequência de três ciclos, no modo dinâmico, usando os sete coletores Faraday e mantendo o feixe de ^{144}Nd a uma intensidade de 0.5-1V durante 50 a 100 aquisições. Para corrigir o fracionamento de massa, utilizou-se uma lei exponencial, tendo como referencial $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. As análises do padrão de Nd Jndi forneceram um valor médio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121037 \pm 90$ com um limite de confiança de 95%.

Dado que a medição das razões isotópicas de Rb se destinava apenas à determinação das concentrações deste elemento, as análises foram realizadas com um só ciclo de medidas, pois não é necessária uma precisão tão alta.

III.9. Separação de Zircões

A separação de zircões para estudo isotópico compreendeu quatro fases principais: (a) crivagem; (b) separação de concentrados minerais pesados por

bateamento simples; (c) separação magnética usando o separador magnético de Frantz e (d) selecção de grãos minerais à lupa binocular.

A fase de crivagem envolveu a passagem das amostras, três a quatro vezes, no modo mais fino do moinho de maxilas, após o que se procedeu ao seu peneiramento com um crivo de 600 μm durante cerca de 15 minutos num agitador (Fig. III.11). Armazenou-se novamente a fracção superior a 600 μm e reservou-se a fracção de granulometria mais fina.

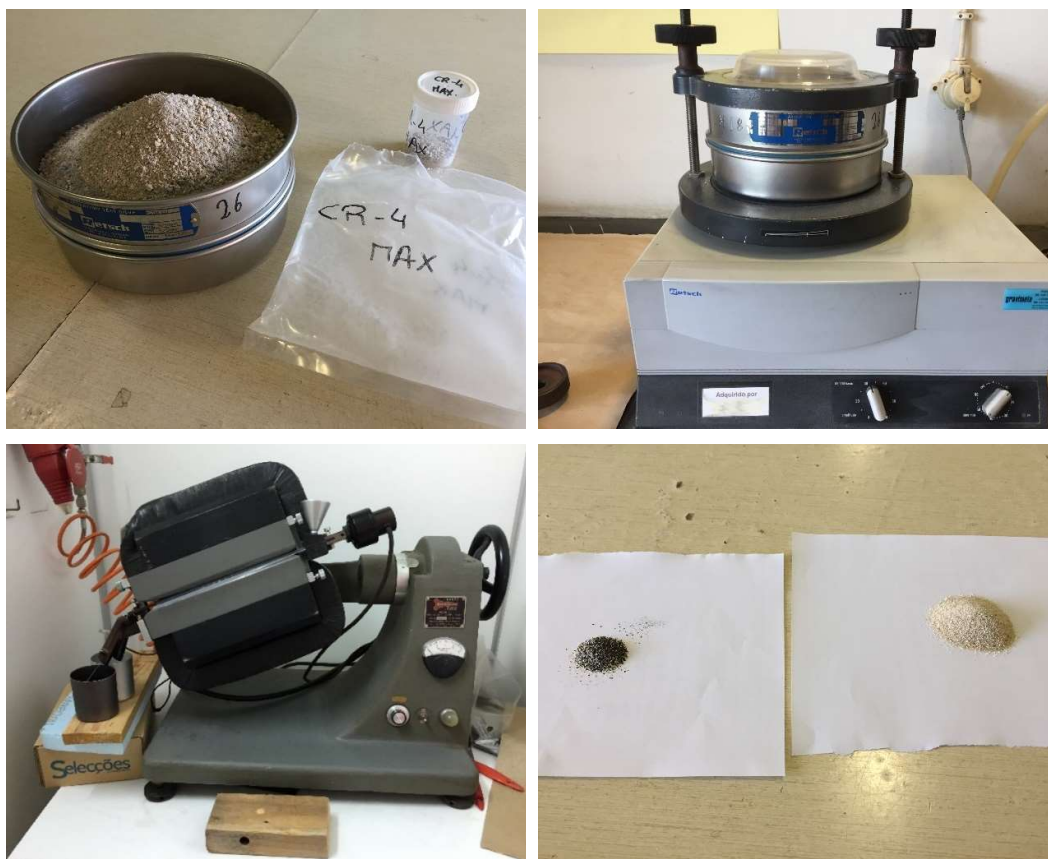


Figura III.11: Separação de zircões. 1 - Aspecto da amostra antes do peneiramento. 2 – Agitador de peneiros; 3 - Separador Magnético Frantz; 4 – Fracções magnética (esquerda) e não magnética (direita).

Seguiu-se a separação dos minerais por densidades relativas através de um processo de bateamento simples com água corrente. Para o efeito, subdividiu-se a fracção de granulometria inferior 600 μm em várias subamostras, que foram sucessivamente bateadas com o auxílio de um vidro de relógio. Os concentrados de minerais mais densos, acumulados no centro do vidro do relógio, foram então lavados, transferidos para um copo de vidro e secos na estufa a 70° C.

Após secura, passaram-se as amostras várias vezes no separador magnético de Frantz, a intensidades de 0.5, 1.0 e 1.6 Å para separar a fracção magnética da não-magnética, usando uma inclinação longitudinal de 10° e uma inclinação lateral da calha de 10° (Fig. III.11). A base do vibrador foi forrada com papel branco e o material colhido em copos de aço inoxidável. Guardaram-se as fracções mais ricas em minerais magnéticos em sacos devidamente identificados, enquanto as fracções contendo os minerais menos magnéticos (onde se concentram os zircões) foram reservadas para a fase seguinte, ou seja, a selecção à lupa binocular.

Capítulo IV – Petrografia

Neste capítulo, são apresentados os resultados do estudo petrográfico realizado em sete amostras representativas das principais unidades graníticas que constituem o plutonito do Caramulo (granito do Caramulo: GR-2; GR-5 e GR-11; granito de Almijofa: GR-3; GR-6 e GR-8; granito de Paredes: GR9) e em três amostras dos metassedimentos encaixantes (MS-1; MS-2 e MS-3).

Indica-se na Tabela IV.1 e na Figura II.6, a localização das amostras estudadas as suas coordenadas UTM WGS84, a litologia dominante e a unidade em que se integram.

Tabela IV.1: Listagem das amostras estudadas.

Amostras de Granitóides			
Ref. Amostra	Coordenadas UTM WGS84	Tipo litológico	Unidade
GR-2	29TNF564675mE4494236mN	Granito	Caramulo
GR-3	29TNF562382mE4494322mN	Granito	Almijofa
GR-5	29TNF564375mE4489924mN	Granito	Caramulo
GR-6	29TNF563470mE4490233mN	Granito	Almijofa
GR-8	29TNF567497mE4487347mN	Granito	Almijofa
GR-9	29TNF570223mE4491557mN	Granito	Paredes
GR-11	29TNF565378mE4492992mN	Granito	Caramulo
Amostras de Metassedimentos			
MS-1	29TNF570041mE4494401mN	Filito	CXG
MS-2	29TNF565284mE4494691mN	Micaxisto	CXG
MS-3	29TNF562760mE4489149mN	Metagrauvaque	CXG

IV.1. Granito do Caramulo

As amostras GR-2, GR-5 e GR-11 foram colhidas na unidade central do plutonito, designada por Godinho (1980) por granito do Caramulo. Em termos gerais, este granito é caracterizado por uma textura fanerítica não porfiróide, hipidiomórfica, holocristalina, inequigranular de grão fino a médio (Fig. IV.1). Embora possa apresentar megacristais de feldspato potássico, a rocha nunca chega a adquirir um carácter porfiróide.

Do ponto de vista da sua composição mineralógica, o granito do Caramulo contém quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kfs), plagioclase (Pl), moscovite (Ms) e biotite (Bt), como fases primárias essenciais e apatite (Ap), zircão (Zrn) e opacos (Op) como minerais acessórios mais comuns. A moscovite predomina claramente sobre a biotite, levando a classificar este granito como moscovítico-biotítico. A clorite (Chl) e moscovite secundária (Mss) estão presentes em quantidades variáveis como produtos de alteração da biotite e dos feldspatos, respectivamente.

O quartzo ocorre na matriz das amostras estudadas sob a forma de cristais predominantemente anédricos de dimensões variáveis (0,5 mm a 1,5 mm), mostrando, pontualmente, contactos rectos (Fig. IV.2). Muitos dos cristais de quartzo exibem extinção ondulante.

O feldspato potássico está presente na matriz deste granito em cristais anédricos intersticiais de pequenas dimensões (Fig. IV.3). Pode constituir também megacristais subidiomórficos, que não chegam a conferir à rocha uma textura porfiroide, devido à sua baixa abundância. A maioria dos cristais de feldspato potássico possui a macla axadrezada da microclina com desenvolvimento variável, combinada, nalguns casos, com a de Carlsbad (Fig. IV.3). Nalguns cristais observam-se texturas pertíticas, resultantes da exsolução de plagioclase sódica (albite), dominando as pertites de tipo venular (Fig. IV.2). O feldspato potássico está, com frequência, substituído por finas palhetas de moscovite secundária.

A plagioclase é predominantemente subédrica. Apresenta tamanhos variáveis (0,25 mm a 3 mm) e a macla polissintética da albite (Fig. IV.4). O zonamento óptico é pouco visível e a alteração para moscovite secundária (sericite) pode ser muito intensa (Fig. IV.4).

A moscovite primária domina sobre a biotite, havendo casos em que as micas (moscovite + biotite) estão orientadas e tendem a definir uma foliação de fluxo (Fig. IV.1). Os cristais de moscovite primária são preferencialmente subédricos, têm dimensões compreendidas entre 0,3 mm e 4,25 mm, extinção recta, sinal de alongamento positivo e cores de polarização de 2ª a 3ª ordem (Figs. IV.3 e IV.5).

A biotite ocorre essencialmente em cristais subédricos (0,3 mm a 2,5 mm), com pleocroísmo muito acentuado entre $\gamma = \beta$ = castanho avermelhado e α = bege, extinção recta, sinal de alongamento positivo e cores de polarização de 2ª ordem (Fig. IV.5). A alteração para clorite é frequente, sobretudo ao longo dos planos de clivagem (Fig. IV.5).

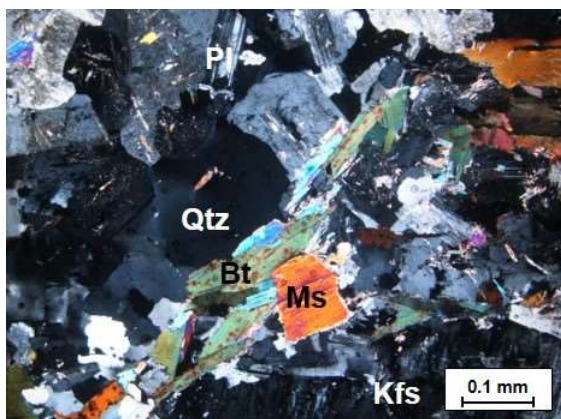


Fig. IV.1: Aspecto geral da textura do granito do Caramulo. Nicóis cruzados (am. GR-11).

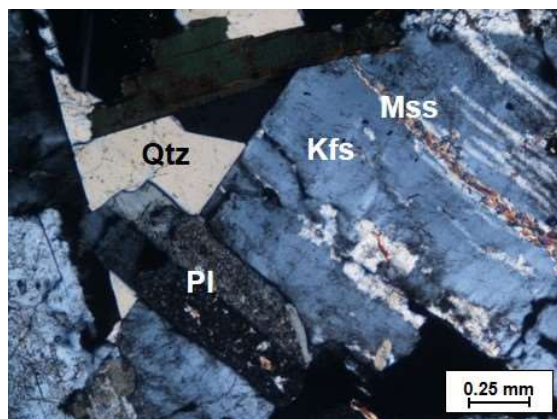


Fig. IV.2: Contactos rectos entre quartzo (Qtz), plagioclase (Pl) e feldspato potássico (Kfs). À direita, observa-se um megacristal de feldspato potássico pertítico. Nicóis cruzados (am. GR-5).

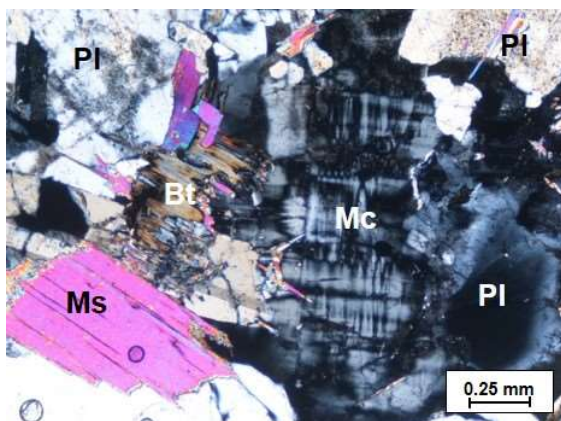


Fig. IV.3: Matriz do granito do Caramulo contendo feldspato potássico com a macla típica da microclina (Mc), plagioclase (Pl), biotite (Bt) e moscovite (Ms). Nicóis cruzados (am. GR-5).

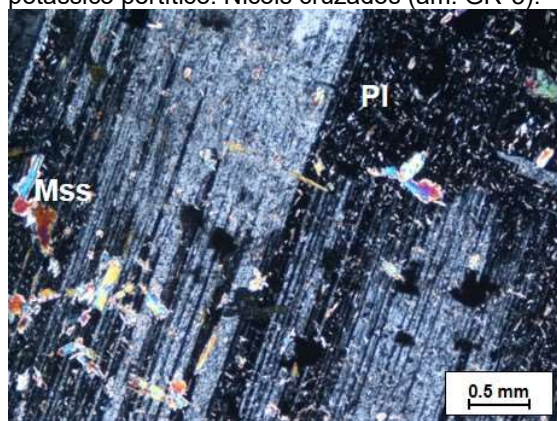


Fig. IV.4: Macla polissintética da albite em cristal de plagioclase (Pl). O cristal mostra evidências de sericitização (Mss). Nicóis cruzados (am. GR-5).

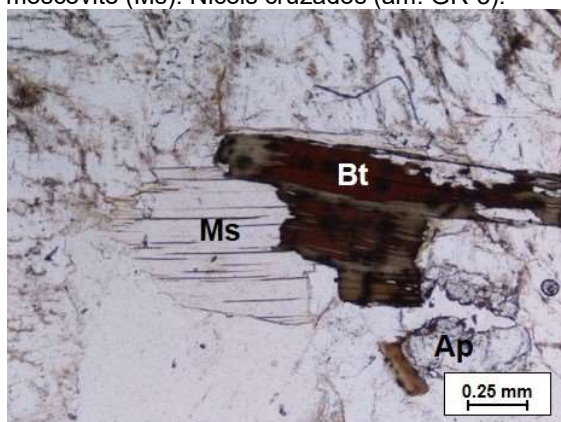


Fig. IV.5: Cristais de moscovite primária (Ms), biotite (Bt) e apatite (Ap). Nicóis paralelos (am. GR-5).

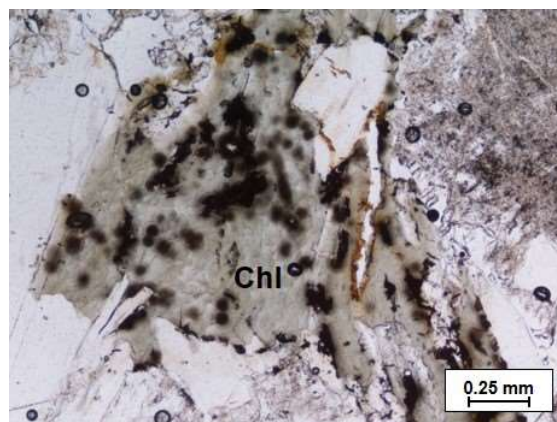


Fig. IV.6: Biotite cloritizada. Nicóis paralelos (am. GR-5).

Dos minerais acessórios, a apatite é a mais abundante. Constitui cristais incolores anédricos a subédricos, com relevo alto e birrefringência baixa (Fig. IV.5). Já o zircão ocorre em pequenos cristais incolores incluídos preferencialmente em biotite, mostrando relevo alto e cores de polarização de 3ª ordem.

A clorite e a moscovite secundária (sericite) são as principais fases minerais secundárias presentes nestas amostras. A clorite apresenta forma subédrica nas secções prismáticas e anédrica nas secções basais e constitui cristais com pleocroísmo em tons de verde ($\gamma = \beta = \text{verde a}$ $\alpha = \text{verde pálido}$) e cores de polarização de 1ª ordem ou azul anómalo (Fig. IV.6). A moscovite secundária ocorre em palhetas incolores, subédricas, com cores de polarização de 2ª ordem e dimensões reduzidas, substituindo os feldspatos, particularmente a plagioclase (Fig. IV.4).

IV.2. Granito de Almijofa

As amostras GR-3, GR-6 e GR-8 localizam-se no Granito de Almijofa. O granito é composto por uma associação mineralógica idêntica à do granito do Caramulo (Qtz + Kfs + Pl + Ms + Bt + Ap + Zrn + Op + Chl), distinguindo-se deste pelo seu carácter porfiróide mais vincado e tamanho de grão tendencialmente mais grosseiro (Fig. IV.7).

O quartzo é predominantemente anédrico e ocupa, em geral, os espaços entre as outras fases minerais, o que revela que terá sido dos últimos minerais a cristalizar. No entanto, a presença de contactos rectos entre alguns cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclase (Fig. IV.8) indicia que a sua cristalização se pode ter iniciado mais precocemente. As dimensões dos grãos de quartzo variam entre 0,1 mm e 6,5 mm e parecem aumentar da amostra GR-3 (no bordo norte da intrusão) para a amostra GR-8 (colhida na parte sul do plutonito) (Fig. II.6). Embora pontualmente, encontraram-se cristais de quartzo com extinção ondulante, bordos suturados e subgranulação (Fig. IV.7) sugerindo que o granito sofreu deformação no estado sólido, possivelmente relacionada com a sua instalação.

O feldspato potássico é microclina pertítica e ocorre nestas amostras tanto em cristais xenomórficos e intersticiais, como em megacristais predominantemente subidiomórficos, com dimensões centimétricas. Os megacristais apresentam, com frequência, pertites venulares bem desenvolvidas e inclusões de plagioclase (Figs. IV.9 e IV.10). A plagioclase está presente em proporções sensivelmente semelhantes às do feldspato potássico e pode chegar a formar megacristais, embora com dimensões máximas inferiores às do feldspato potássico

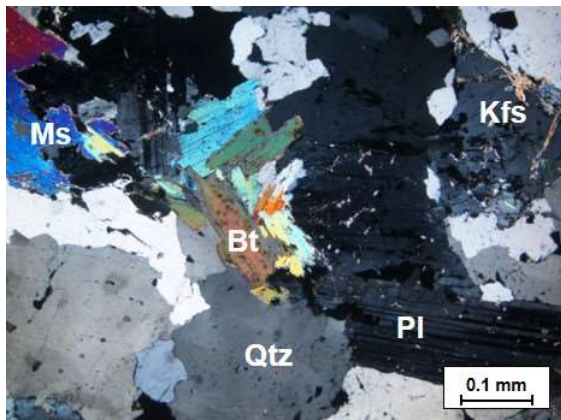


Fig. IV.7: Aspecto geral da textura do granito de Almijofa. Nicóis cruzados (am. GR-6).

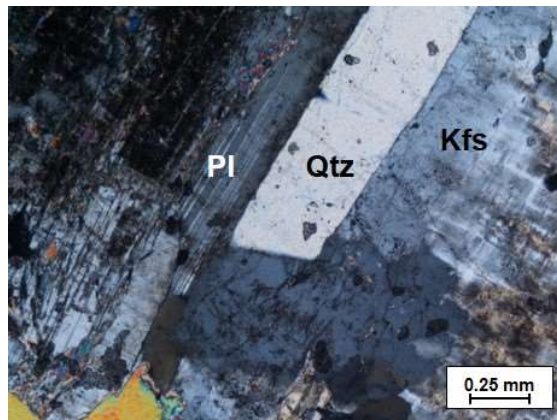


Fig. IV.8: Contactos rectos entre quartzo (Qtz), plagioclase (Pl) e feldspato potássico (Kfs). Nicóis cruzados (am. GR-8).

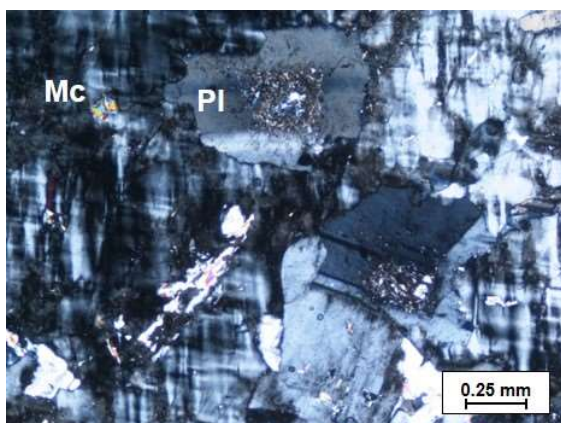


Fig. IV.9: Inclusões de plagioclase (Pl) em megacristal de microclina (Mc). Nicóis cruzados (am. GR-8).

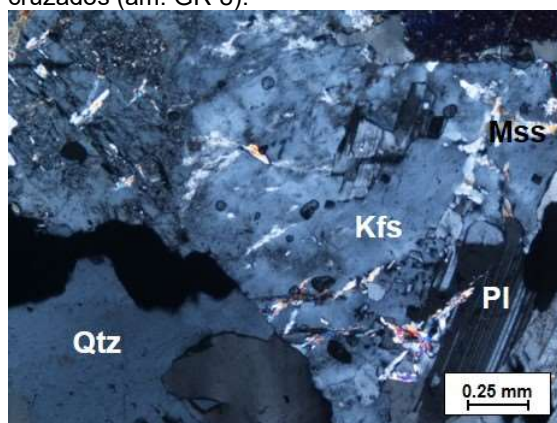


Fig. IV.10: Pertites venulares em cristal de feldspato potássico (Kfs). Nicóis cruzados (am. GR-8).

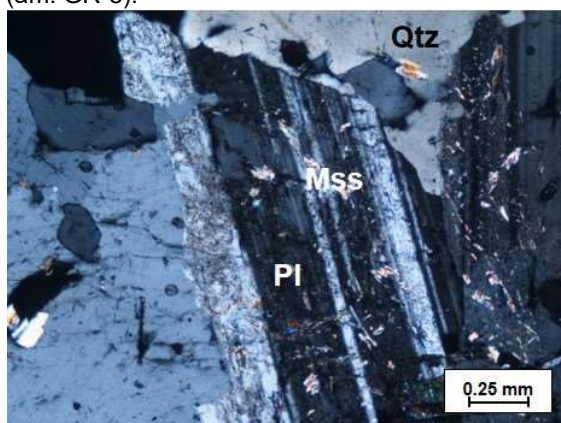


Fig. IV.11: Cristal subédrico de plagioclase (Pl) exibindo macla polissintética da albite e alteração para moscovite secundária (Mss). Nicóis cruzados (am. GR-6).

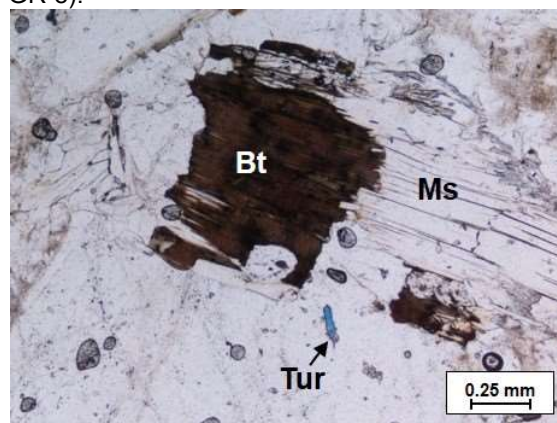


Fig. IV.12: Moscovite primária (Ms) associada a biotite (Bt) no granito de Almijofa. Pode observar-se ainda um pequeno cristal de turmalina (Tur) Nicóis paralelos (am. GR-8).

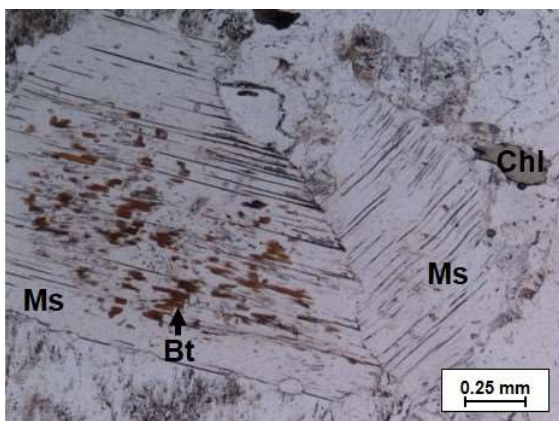


Fig. IV.13: Inclusões de biotite em cristais de moscovite (Ms). Nicóis paralelos (am. GR-6).

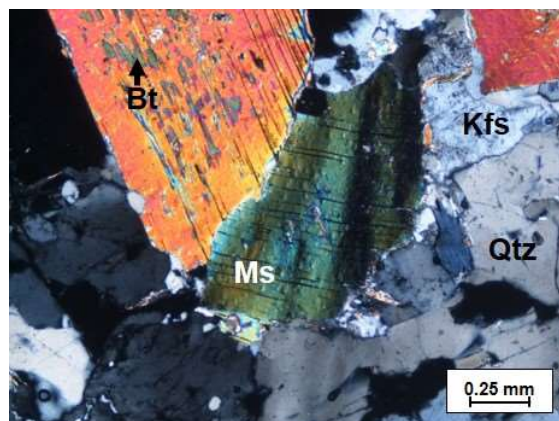


Fig. IV.14: Aspecto da microfotografia anterior, mostrando moscovite (Ms) com extinção ondulante e clivagens arqueadas. Nicóis cruzados (am. GR-6).

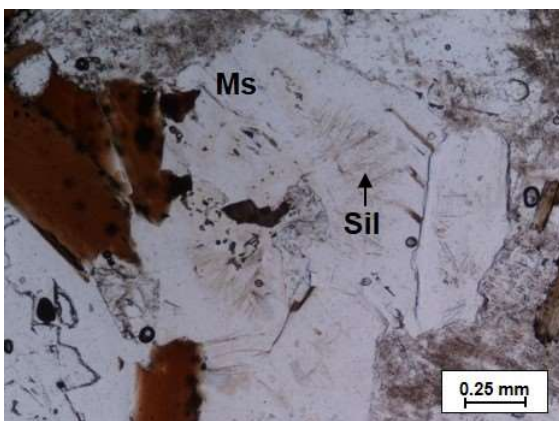


Fig. IV.15: Inclusões de silimanite acicular (Sil) em moscovite (Ms). Nicóis paralelos (am. GR-6).

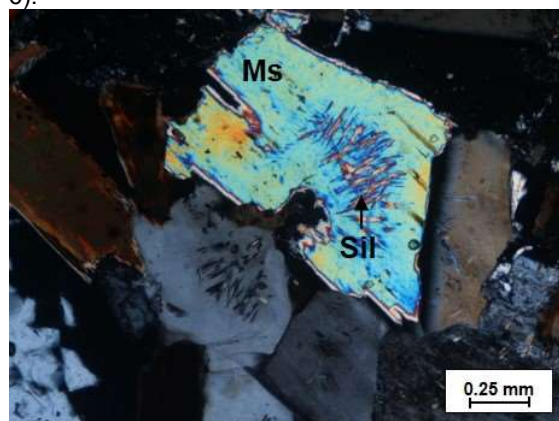


Fig. IV.16: Aspecto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (am. GR-6).

Os cristais de plagioclase são, em geral, subédricos e apresentam a macla polissintética da albite, zonamento óptico pouco marcado e alteração para moscovite secundária com intensidade variável (Fig. IV.11).

A moscovite primária é mais abundante do que a biotite, com a qual está frequentemente associada (Fig. IV.12). Constitui cristais incolores, subédricos, com dimensões entre 0,25 mm a 2,5 mm, extinção recta, sinal de alongamento positivo e cores de polarização de 2ª a 3ª ordem (Fig. IV.7). Os cristais de maiores dimensões contêm, por vezes, inclusões de biotite (Fig. IV.13) revelando o carácter tardio da moscovite em relação à biotite na sequência de cristalização magmática.

Apesar de nenhuma das duas micas (moscovite e biotite) estar orientada segundo uma direcção preferencial, alguns dos cristais de moscovite possuem extinção

ondulante e clivagens ligeiramente arqueadas (Fig. IV.14) indicando que este granito foi afectado por deformação no estado sólido.

Nas amostras GR-6 e GR-8 encontraram-se também finas inclusões de silimanite acicular (variedade fibrolite) no interior de moscovite (Figs. IV.15 e IV.16). O facto das rochas metamórficas que ocorrem na periferia do plutonito não conterem silimanite leva a considerar pouco provável que os cristais de fibrolite tenham sido incorporados no magma granítico durante a sua instalação no presente nível estrutural, sendo possível que correspondam a xenocristais de origem restítica, provenientes do protólito metassedimentar que originou este granito.

A biotite ocorre em cristais com hábito predominantemente subédrico e pleocroísmo forte entre $\gamma = \beta$ = castanho avermelhado e α = bege (Fig. IV.12). As secções prismáticas mostram cores de polarização de 2ª ordem e apresentam uma direcção de clivagem bem definida e extinção recta (0° a n°). Muitos dos cristais estão alterados para clorite, sobretudo nos bordos ou ao longo dos planos de clivagem.

A apatite, o zircão e os opacos são as fases acessórias mais comuns neste granito e apresentam características ópticas idênticas às descritas anteriormente (ver secção IV.1 - granito do Caramulo). Na amostra GR-8 observaram-se ainda diminutos cristais de turmalina azul dispersos na matriz (Fig. IV.12).

À semelhança do que acontece no granito do Caramulo, a plagioclase e o feldspato potássico estão frequentemente substituídos por palhetas de moscovite secundária, enquanto a biotite revela indícios de cloritização.

IV.3. Granito de Paredes

A única amostra recolhida no granito de Paredes (am. GR-9) apresenta um aspecto muito peculiar devido à disseminação de finos leitos ricos em micas e silimanite na matriz da rocha (Figs. IV.17 e IV.18). Tendo em conta que o grau metamórfico dos metassedimentos encaixantes do granito de Paredes não ultrapassa a zona da biotite (Fig. II.6; Godinho, 1980), admite-se que os níveis lepidoblásticos observados poderão representar restos da foliação (*“schlieren”*) da rocha-mãe do granito que foram aprisionados pelo magma durante a sua génese, apoiando a hipótese deste granito ter resultado cristalização de um fundido anatético produzido pela fusão parcial de metassedimentos.

Como foi referido no Capítulo II, o granito de Paredes é muito semelhante ao de Almijofa (Godinho, 1980). Apresenta uma textura fanerítica porfiróide de grão médio e

uma paragénese mineral composta por quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kfs), plagioclase (Pl), moscovite (Ms), biotite (Bt), silimanite (Sil), apatite (Ap), zircão (Zrn), opacos (Op) e clorite (Chl).

O quartzo ocorre em grãos tipicamente anédricos e intersticiais, com dimensões entre 0,15 mm e 4,25 mm, mostrando, por vezes, extinção ondulante (Figs. IV.19 e Fig. IV.20).

O feldspato potássico está presente em pequenos cristais xenomórficos na matriz do granito, mas também pode formar megacristais centimétricos (Figs. IV.21 e IV.22). Os megacristais possuem, com frequência, texturas pertíticas e inclusões de plagioclase, biotite, ou mais esporadicamente, de silimanite acicular (Figs. IV.21 e IV.22). A macla axadrezada da microclina nem sempre é bem evidente, sugerindo que o feldspato potássico possa corresponder, pelo menos em parte, a ortose.

A plagioclase constitui cristais anédricos a subédricos, exibindo a geminação polissintética da albite com nitidez variável e sem zonamento óptico bem marcado (Figs. IV.19 e IV.20). Os cristais de plagioclase atingem dimensões até 6,5 mm e estão, muitas vezes, substituídos por moscovite secundária (sericite).

A moscovite e a biotite apresentam uma grande amplitude de dimensões (moscovite: 0,25 - 1,75 mm; biotite: 0,1 - 2,9 mm). Tal como nos granitos do Caramulo e de Almijofa, ambas as micas formam cristais predominantemente subédricos com características ópticas idênticas às descritas anteriormente (ver secções IV.1 e IV.2). No entanto, a moscovite e a biotite desta amostra além de constituírem cristais dispostos aleatoriamente na matriz da rocha (Figs. IV.23 e IV.24), também se concentram em finos feixes lepidoblásticos orientados segundo uma direcção preferencial (Figs. IV.18; IV.25 e IV.26).

A silimanite (variedade fibrolite) é uma fase mineral relativamente abundante nos leitos lepidoblásticos (Figs. IV.18; IV.25 e IV.26), embora possa formar inclusões aciculares em cristais isolados de moscovite e de outros minerais. Ocorre em íntima associação com a biotite na porção mais interna dos níveis lepidoblásticos (Fig. IV.26) e ambas parecem estar a ser parcialmente substituídas por cristais lamelares de moscovite de maiores dimensões nas margens destes níveis (Figs. IV.18 e IV.26), o que sugere que a grande maioria dos cristais de moscovite são tardios em relação à biotite e à silimanite.

Por fim, a apatite, o zircão, a monazite e os minerais opacos são os principais constituintes acessórios identificados nesta amostra.

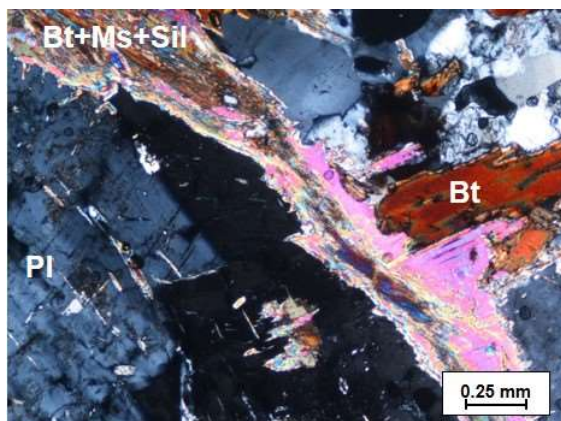


Fig. IV.17: Leitos ricos em biotite (Bt), silimanite (Sil) e moscovite (Ms) disseminados na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).

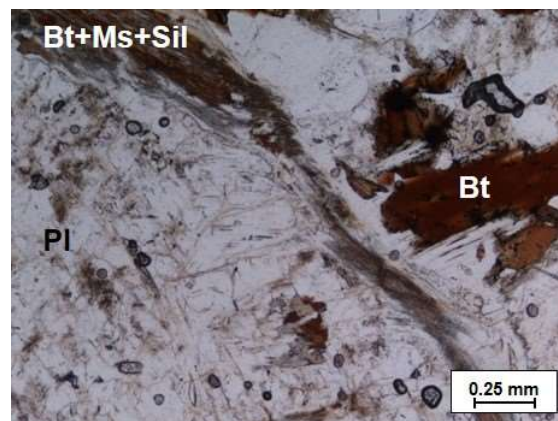


Fig. IV.18: Aspecto da microfotografia anterior em nicóis paralelos (am. GR-9).

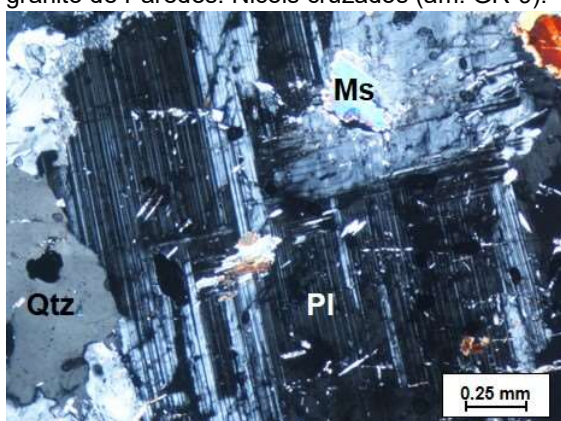


Fig. IV.19: Cristais de quartzo (Qtz) e de plagioclase (Pl) na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).

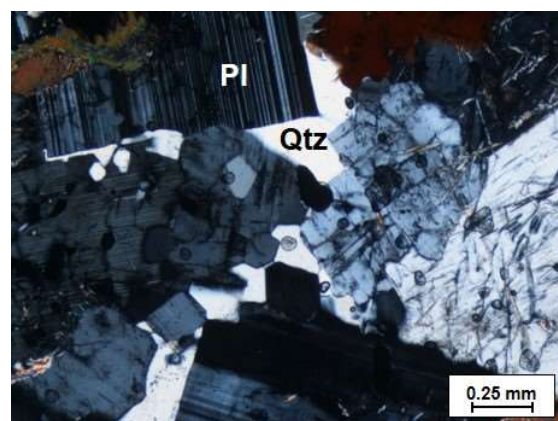


Fig. IV.20: Quartzo intersticial (Qtz) e plagioclase (Pl) na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).

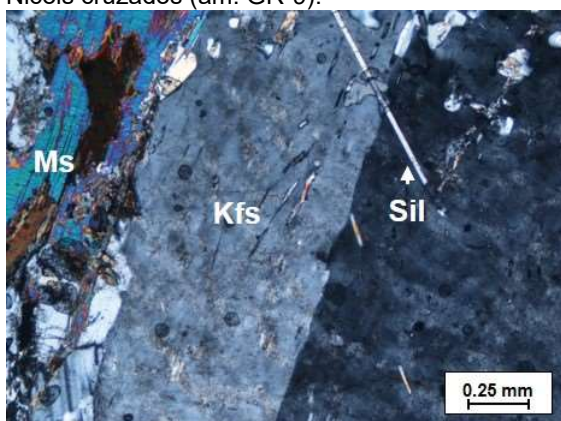


Fig. IV.21: Megacristal de feldspato potássico (Kfs) com a macla de Carlsbad, contendo uma inclusão acicular de silimanite (Sil). Nicóis cruzados (am. GR-9).

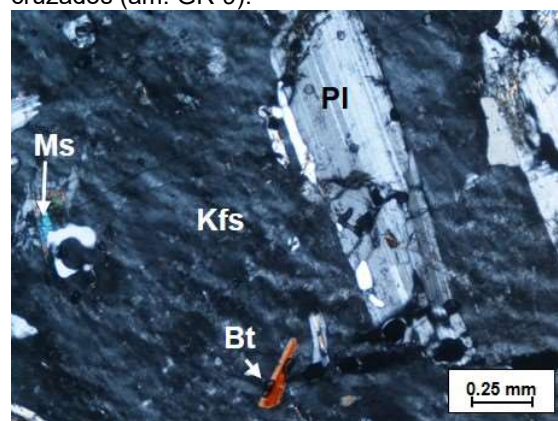


Fig. IV.22: Megacristal de feldspato potássico (Kfs) com inclusões de plagioclase (Pl) e de biotite (Bt). Nicóis cruzados (am. GR-9).

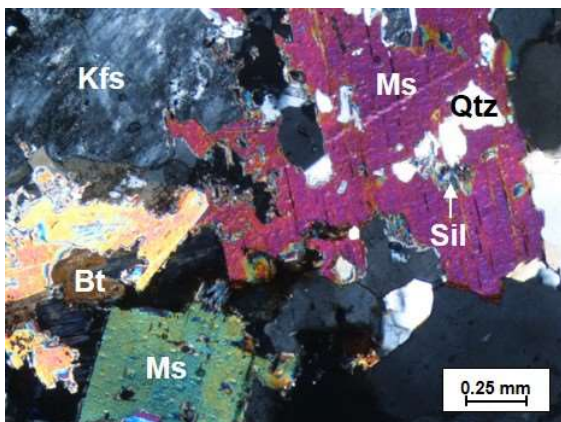


Fig. IV.23: Cristal de moscovite (Ms) incluindo quartzo (Qtz) e silimanite (Sil) na matriz do granito de Paredes. Nicóis cruzados (am. GR-9).

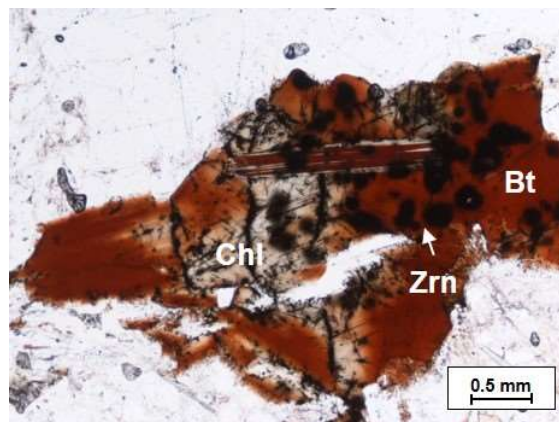


Fig. IV.24: Cristal de biotite (Bt) com inclusões de zircão (Zrn), parcialmente alterado para clorite (Chl). Nicóis paralelos (am. GR-9).

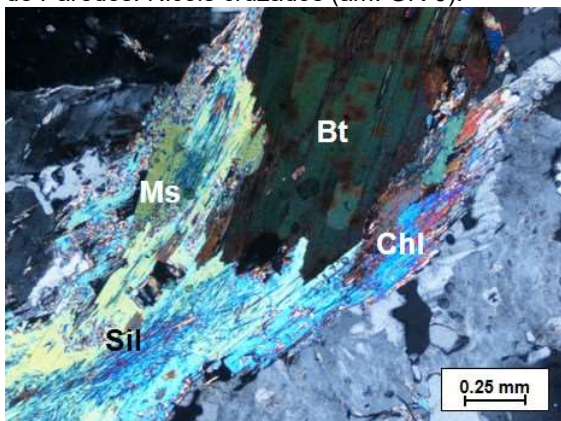


Fig. IV.25: Leito lepidoblástico contendo biotite (Bt), silimanite (Sil) e moscovite (Ms). Nicóis cruzados (am. GR-9).

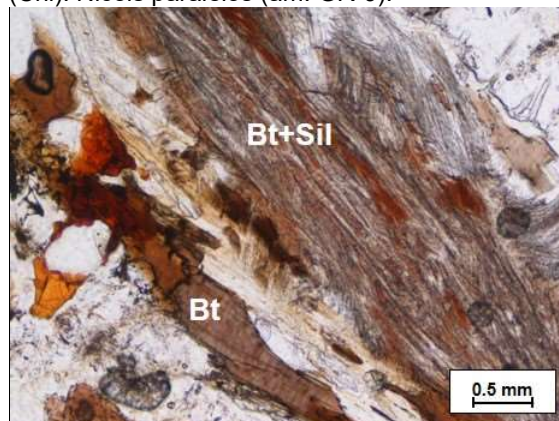


Fig. IV.26: Biotite (Bt) e silimanite (Sil) em leito lepidoblástico. Nicóis paralelos (am. GR-9).

A apatite é incolor, apresenta relevo alto e birrefringência baixa, enquanto o zircão e a monazite apresentam hábitos anédricos a subédricos, relevo alto ($n > \text{biotite}$) e tendem a ocorrer em pequenas inclusões na biotite envolvidas por halos pleocróicos.

IV.4. Encaixante metamórfico

As três amostras de metassedimentos do Complexo Xisto Grauváquico (MS-1, MS-2 e MS-3) têm composições variando de pelíticas a semipelíticas. Nas amostras MS-1 e MS-2, os filossilicatos tendem a predominar sobre o quartzo + feldspato, o que permite classificá-las como metapelitos, enquanto a amostra MS-3 possui proporções mais elevadas de quartzo + feldspato, conferindo-lhe um carácter grauvacóide mais acentuado. As diferenças encontradas confirmam a natureza mista (pelítico-

grauvacóide) e heterogénea dos metassedimentos do Complexo Xisto Grauváquico, que ocorrem na periferia da intrusão.

As amostras MS-1 (filito) e MS-3 (metagrauvaque) apresentam texturas anisotrópicas, lepidogranoblásticas a granolepidoblásticas (Figs. IV.27 a IV.32), com uma granularidade muito mais fina do que a da amostra MS-2 (micaxisto) (Figs. IV.33 e IV.34). Para além da sua granularidade mais grosseira, o micaxisto MS-2 contém porfiroblastos de andaluzite, que parecem ter crescido estaticamente sobre a xistosidade (Figs. IV.33 e IV.34). Dado que esta amostra foi colhida muito próximo do contacto com o plutonito do Caramulo (Fig. II.6), admite-se que estes cristais representem “moscas” de quíastolite formadas por metamorfismo de contacto.

Independentemente da variabilidade nas abundâncias relativas dos seus constituintes minerais, as amostras MS-1 e MS-3 são caracterizadas por uma paragénese mineral composta por: biotite + mica branca + quartzo + feldspato + clorite + opacos, indicando que o metamorfismo regional varisco que afectou estas rochas ocorreu em condições de baixo grau (fácies dos xistos verdes) não ultrapassando a zona da biotite.

Em contrapartida, a presença de porfiroblastos de andaluzite distribuídos aleatoriamente no micaxisto MS-2 documenta bem os efeitos do metamorfismo térmico induzido pela intrusão do plutonito do Caramulo nos metassedimentos do CXG e permite concluir que a implantação destes granitos teve lugar durante as fases finais da Orogenia Varisca (sin-tardi-D₃), pois a blastese destes cristais parece ter sido relativamente tardia na história metamórfica.

No filádio MS-1, verifica-se que a xistosidade conferida pelo alinhamento preferencial dos filossilicatos corresponde a uma S₁ (Figs. IV.27 e 28) e está levemente crenulada (Fig. IV.29), o que demonstra que esta rocha sofreu os efeitos de, pelo menos, duas fases de deformação. Já o metagrauvaque MS-3 preserva vestígios de uma estratificação (S₀), definida pela alternância de níveis ricos em quartzo e feldspato com bandas onde dominam os filossilicatos (Fig. IV.32), que é praticamente subparalela à xistosidade (S₁).

O quartzo ocorre na matriz de todos os metassedimentos estudados, sob a forma de cristais incolores, anédricos, com cores de polarização de 1ª ordem, exibindo, por vezes, extinção ondulante. A amostra MS-1 possui ainda alguns nódulos de quartzo policristalino, no interior dos quais os grãos de quartzo definem entre si contactos suturados e mostram subgranulação.



Fig. IV.27: Textura lepidogranoblástica no filito MS-1. A rocha apresenta uma xistosidade S_1 definida pela orientação preferencial dos filossilicatos (Ms+Bt). Nicóis paralelos (am. MS-1).

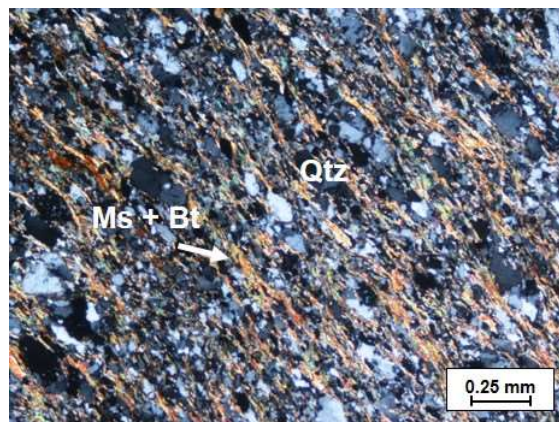


Fig. IV.28: Aspecto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (am. MS-1).



Fig. IV.29: Crenulação da xistosidade S_1 no filito MS-1.

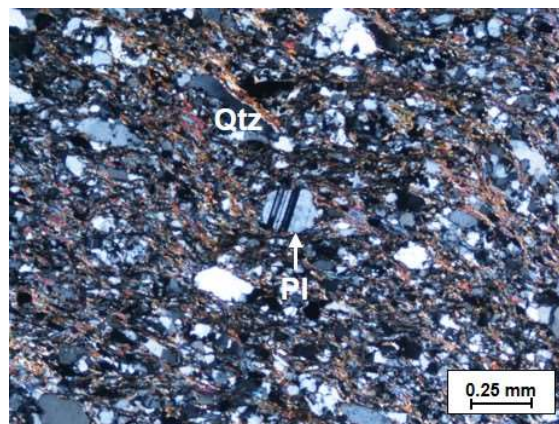


Fig. IV.30: Cristais de plagioclase no filito MS-1. Nicóis cruzados (am. MS-1).

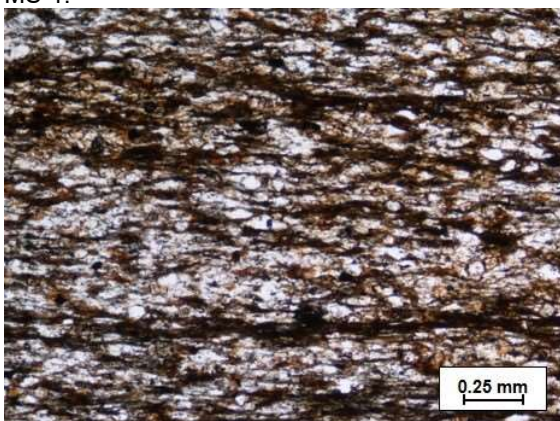


Fig. IV.31: Textura granolepidoblástica no metagrauwaque MS-3. Nicóis paralelos (am. MS-3).

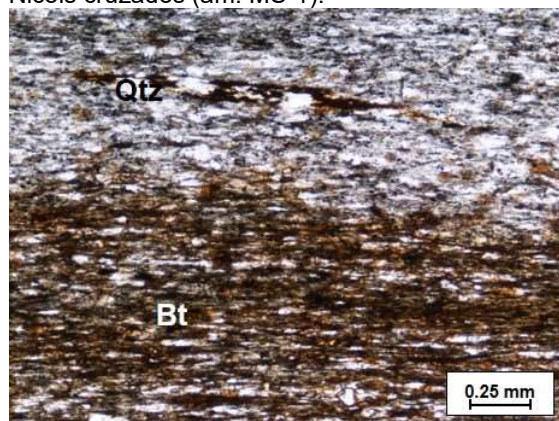


Fig. IV.32: Estratificação (S_0) conferida pela alternância de níveis lepidoblásticos (ricos em filossilicatos) com bandas quartzo-feldspáticas granoblásticas. Nicóis paralelos (am. MS-3).

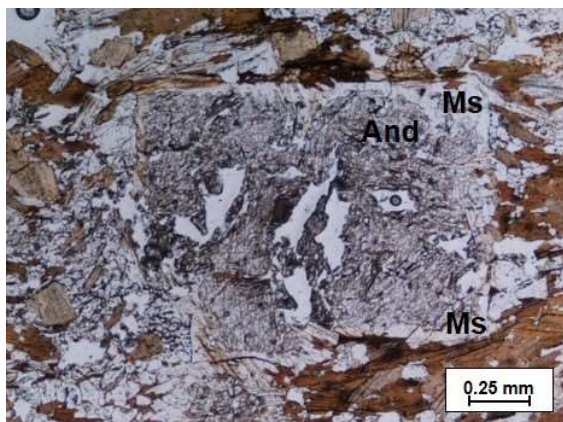


Fig. IV.33: Porfiroblasto euédrico de andaluzite no micaxisto MS-2. Nicóis paralelos (am. MS-2).

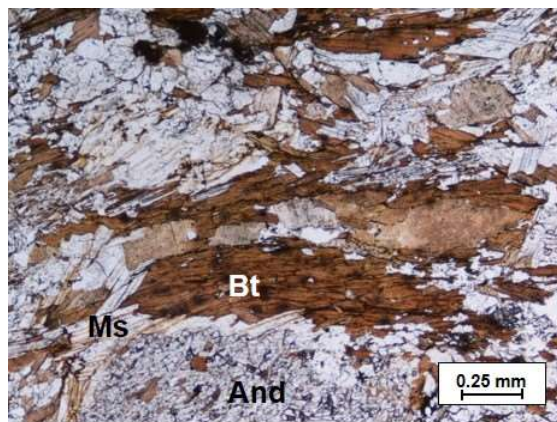


Fig. IV.34: Aspecto da matriz do micaxisto MS-2. Na parte inferior da microfotografia, observa-se um porfiroblasto de andaluzite. Nicóis paralelos (am. MS-2).

A biotite constitui cristais lamelares, subédricos a anédricos, com dimensões variáveis e pleocroísmo forte entre bege (α) e castanho avermelhado ($\gamma=\beta$), orientados segundo a xistosidade. De notar, contudo, que a biotite presente nos níveis lepidoblásticos do metagrauvaque MS-3 está fortemente oxidada (Figs. IV.31 e IV.32).

A mica branca contribui, conjuntamente com a biotite, para a definição da xistosidade destas rochas. É, em geral, subédrica, possui cores de polarização de segunda ordem e extinção recta. Além de ocorrer em íntima associação com a biotite nos leitos lepidoblásticos, também pode substituir parcialmente as fases minerais principais, como acontece com a andalusite no micaxisto MS-2 (Fig. IV.33).

O feldspato tende a aparecer em pequenos grãos anédricos com birrefringência baixa e, em muitos casos, torna-se difícil diferenciá-lo do quartzo. Alguns cristais apresentam a macla polissintética da albite, o que permite identificá-los como plagioclase (Fig. IV.30).

Os cristais de andalusite são incolores, prismáticos, euédricos ou subeuédricos e podem atingir vários milímetros de comprimento (Figs. IV.33 e IV.34). Apresentam as duas direcções de clivagem típicas do mineral e cores de polarização de 1ª ordem. Muitos dos porfiroblastos de andalusite estão pseudomorfizados por agregados de mica branca, embora seja possível reconhecê-los pela preservação do seu hábito.

A clorite, quando presente, aparece nos bordos ou ao longo dos planos de clivagem da biotite, parecendo resultar da retrogradação deste mineral.

Capítulo V – Geoquímica de rocha-total

Neste capítulo, são apresentados os resultados do estudo geoquímico realizado e a interpretação preliminar dos dados obtidos.

V.1 Introdução

As análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras para as diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo e metassedimentos encaixantes foram determinadas por FRX na Universidade de Aveiro (cf. Cap. III). Deste conjunto, selecionaram-se sete amostras de granitos e três amostras de metassedimentos para serem analisadas no *ACTLABS*, usando o pacote analítico *4LITHORESEARCH* (cf. Cap. III). A comparação entre os resultados obtidos pelos dois métodos analíticos (Tabelas V.1) mostra que as concentrações em SiO_2 medidas por FRX são sistematicamente mais altas do que as obtidas por ICP-AES, passando-se exactamente o oposto com o Na_2O . Devido a esta discrepância sistemática de valores, optou-se por usar apenas os dados do *ACTLABS*.

Para complementar a informação geoquímica recolhida no âmbito do presente trabalho, utilizaram-se também as análises químicas de elementos maiores publicadas na bibliografia para as principais unidades graníticas do plutonito do Caramulo (Godinho, 1980).

V.2. Rochas graníticas

V.2.1. Classificações químico-mineralógicas

O diagrama de La Roche *et al.* (1980) tem sido frequentemente usado na classificação de rochas ígneas plutónicas. Baseia-se em dois parâmetros (R_1 e R_2), calculados a partir das proporções milicatiónicas dos elementos maiores.

O parâmetro R_1 , dado por $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na}+\text{K}) - 2(\text{Fe}+\text{Ti})$, traduz o grau de saturação em sílica, enquanto o parâmetro R_2 ($R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$) reflecte, em conjunto com R_1 , a relação feldspato potássico / plagioclase, as variações de composição da plagioclase e a abundância de minerais máficos (Rollinson, 1993).

Tabela V.1: Comparação entre as composições de elementos maiores obtidas por FRX e ICP-AES.

	Gr. CARAMULO				Gr. ALMIJOFA					
	CAR-6		CAR-13		GR-3		CAR-2		CAR-4	
	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX
SiO ₂	71,78	72,90	72,73	73,12	71,27	72,02	73,41	73,48	72,77	73,68
TiO ₂	0,298	0,29	0,197	0,21	0,294	0,31	0,192	0,22	0,16	0,17
Al ₂ O ₃	15,82	15,12	15,64	15,21	15,49	15,31	15,03	15,20	15,84	15,43
Fe ₂ O _{3t}	1,57	1,55	1,29	1,33	1,8	1,87	1,4	1,48	1,29	1,40
MnO	0,017	0,02	0,021	0,02	0,018	0,02	0,019	0,02	0,02	0,02
MgO	0,51	0,42	0,34	0,27	0,59	0,56	0,38	0,31	0,29	0,22
CaO	0,6	0,56	0,64	0,65	0,63	0,62	0,49	0,48	0,46	0,44
Na ₂ O	3,31	2,52	3,72	2,96	3,29	2,48	3,45	2,61	3,68	2,92
K ₂ O	5,36	5,37	4,90	4,98	5,13	5,19	4,46	4,52	4,05	4,14
P ₂ O ₅	0,35	0,34	0,41	0,39	0,35	0,34	0,32	0,34	0,43	0,42
LOI	1,15	0,91	0,92	0,86	1,29	1,28	1,23	1,34	1,38	1,16
TOTAL	100,77	100,00	100,81	100,00	100,15	100,00	100,38	100,00	100,37	100,00

	Gr. M.ALCOBA		Gr. PAREDES		Metassedimentos do CXG					
	GR-7		GR-9		MS-1		MS-2		MS-3	
	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX	ActLabs	FRX
SiO ₂	72,3	73,61	71,63	72,05	62,58	63,45	52,5	53,07	71,47	72,50
TiO ₂	0,153	0,17	0,278	0,29	0,983	0,99	1,091	1,12	0,803	0,80
Al ₂ O ₃	15,59	15,17	15,45	15,45	19,08	18,47	25,96	25,81	14,02	13,51
Fe ₂ O _{3t}	1,08	1,13	1,77	1,88	6,71	6,89	9,35	9,57	5,41	5,48
MnO	0,02	0,23	0,018	0,53	0,038	0,04	0,049	0,05	0,025	0,02
MgO	0,29	0,23	0,57	0,53	2,27	2,08	1,6	1,49	1,48	1,35
CaO	0,51	0,51	0,64	0,66	0,11	0,10	0,02	0,00	0,05	0,03
Na ₂ O	3,72	2,81	3,22	2,40	1,36	0,79	0,14		1,12	0,58
K ₂ O	4,73	4,71	5,08	5,12	3,35	3,30	4,18	4,20	2,68	2,68
P ₂ O ₅	0,47	0,44	0,35	0,32	0,11	0,12	0,11	0,10	0,07	0,08
LOI	1,4	1,22	1,29	1,27	3,8	3,79	5,32	4,86	3,18	2,97
TOTAL	100,26	100,23	100,30	100,50	100,39	100,02	100,32	100,27	100,31	100,00

A projecção das amostras do plutonito do Caramulo neste diagrama permite classificá-las como sienogranitos e revela bem o carácter geoquimicamente muito evoluído dos magmas que lhes deram origem (Fig. V.1).

O diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983) constitui uma ferramenta valiosa na identificação de associações plutónicas de tipologia distinta. Neste diagrama, os valores de $A = Al/(K+Na+2Ca)$ e de $B = Fe+Mg+Ti$, expressos em proporções milicatiónicas, são usados para distinguir as rochas peraluminosas ($A > 0$) das metaluminosas ($A < 0$) e para obter informação sobre a natureza e quantidade de minerais máficos nelas presentes (B).

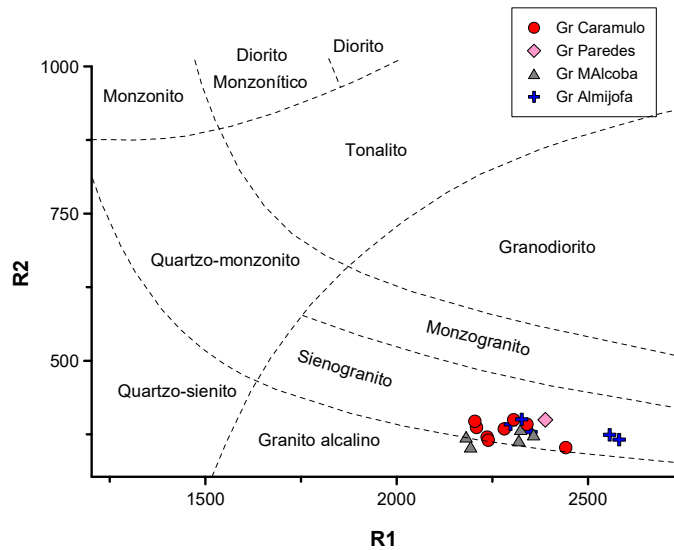


Figura V.1: Classificação das amostras das diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo no diagrama $R_1 - R_2$ de La Roche *et al.* (1980).

De acordo com Debon & Le Fort (1983), as sequências de rochas plutónicas podem ser subdivididas em três grandes grupos, consoante a sua localização no diagrama A-B: (a) aluminosas, resultantes de processos de anatexia crustal; (b) cafémicas, derivadas de magmas de proveniência mantélica e (c) alumino-cafémicas, com características intermédias entre as duas anteriores. As primeiras localizam-se inteiramente no domínio peraluminoso ($A > 0$), as segundas, no domínio metaluminoso ($A < 0$) e as terceiras, atravessam os dois domínios.

Como se pode observar na Figura V.2, as amostras do plutonito do Caramulo apresentam valores de A superiores a zero e projectam-se no campo dos leucogranitos, com predomínio de moscovite sobre a biotite. Verifica-se ainda que definem, no seu conjunto, uma tendência de declive vertical, típica de associações aluminosas geradas por anatexia crustal (Debon & Le Fort, 1983).

No esquema de classificação genética desenvolvido por Chappell & White (1974, 1984, 1992) e White & Chappell (1977), as rochas granitóides formadas em contextos orogénicos colisionais, como acontece no presente caso, podem ser enquadradas em duas categorias principais: (a) os granitóides de tipo-S, resultantes da fusão parcial de protólitos supracrustais e (b) os granitóides de tipo-I, produzidos pela fusão parcial de rochas ígneas máficas e/ou intermédias da crosta inferior.

Com efeito, as evidências experimentais demonstram que a fusão parcial de rochas pelíticas e semi-pelíticas (ricas em micas) dá origem a líquidos graníticos de tipo-

S, com elevados teores de Al_2O_3 e altas razões K/Na, enquanto a anatexia de rochas ígneas infracrustais, contendo anfíbola como principal fase hidratada, ocorre a temperaturas superiores e produz magmas metaluminosos de tipo-I, com composições dioríticas a granodioríticas e baixas razões K/Na (Winter, 2001).

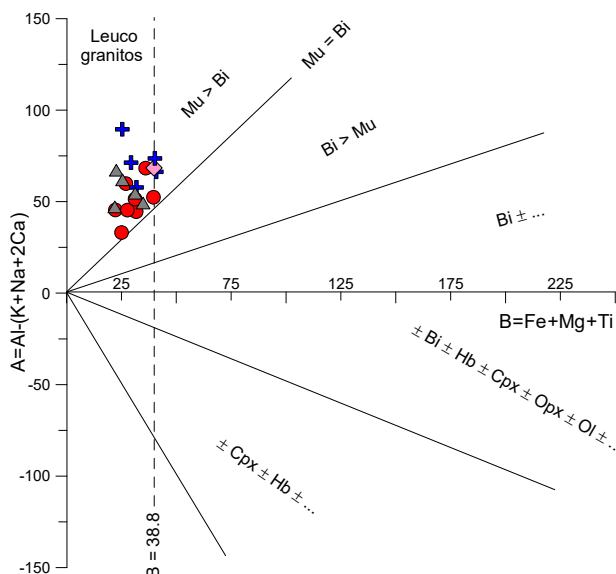


Figura V.2: Classificação das amostras das diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988). Legenda como na figura anterior.

O índice molecular A/CNK [$\text{mol. Al}_2\text{O}_3 / (\text{mol. CaO} + \text{mol. Na}_2\text{O} + \text{mol. K}_2\text{O})$] tem vindo, por isso, a ser amplamente aplicado como critério de diferenciação entre estes dois tipos de granitóides, assumindo-se que as rochas derivadas de magmas de tipo-S possuem razões A/CNK $> 1,1$ e as de tipo-I são caracterizadas por valores de A/CNK $< 1,1$ (Winter, 2001).

As assinaturas fortemente peraluminosas dos granitos do Caramulo (A/CNK = 1,24 – 1,41), bem como o seu reduzido espectro composicional ($\text{SiO}_2 = 72 - 74\%$), parecem demonstrar, assim, que o plutonito do Caramulo corresponde a uma intrusão de tipo-S, muito diferenciada, resultante da anatexia de fontes exclusivamente supracrustais.

V.2.2. Diagramas de discriminação tectónica

Nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984), todas as amostras do plutonito do Caramulo se projectam no domínio Syn-COLG (granitóides sin-colisionais) (Fig. V.3), em consonância com o carácter sin-cinemático postulado para

esta intrusão de idade varisca (Godinho, 1980) e com o ambiente geodinâmico de convergência continente-continente que vigorou durante esta orogenia.

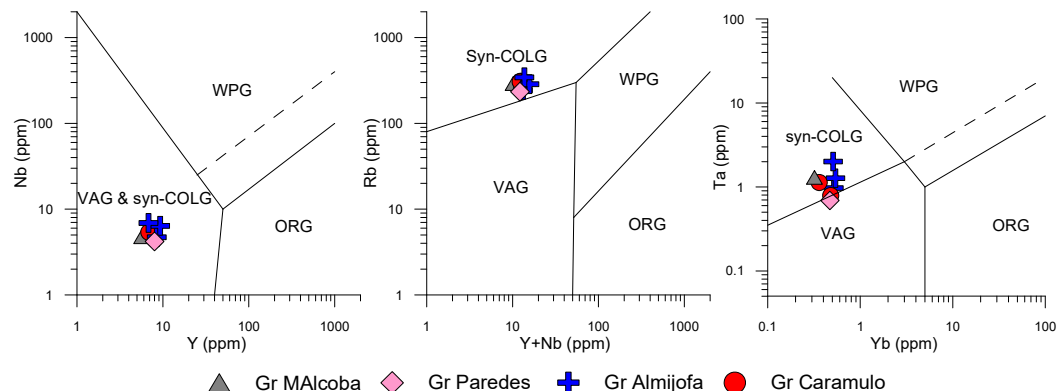


Figura V.3: Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para amostras do plutonito do Caramulo. VAG – granitóides de arco vulcânico; WPG – granitóides intra-placa; ORG – granitóides de crista média oceânica; syn-COLG – granitóides sin-colisionais.

V.2.3. Elementos maiores

A variação dos teores de elementos maiores em sequências de rochas graníticas pode ser usada com diferentes finalidades, entre as quais se destacam as seguintes: (a) verificar se as rochas estão geneticamente relacionadas, (b) identificar os principais processos envolvidos na diversificação de magmas; (c) estudar as modificações que ocorreram durante os processos de diferenciação magmática e, quando possível, (d) constranger a natureza dos reservatórios-fonte (e.g. Clarke, 1992).

Para o efeito, projectam-se as composições das amostras em gráficos bivariados, seleccionando como abcissa a percentagem ponderal do óxido que melhor ilustra a variabilidade composicional da sequência e que é designado por índice de diferenciação magmática (ID). No presente trabalho, optou-se por escolher o teor em SiO_2 como índice de diferenciação. Apresentam-se na Figura V.4, os diagramas de variação dos elementos maiores para os granitóides do plutonito do Caramulo.

Nestes diagramas, verifica-se que as amostras pertencentes às diferentes unidades do maciço granítico exibem uma gama relativamente reduzida de teores em SiO_2 ($\text{SiO}_2 = 72 - 74\%$) e dispõem-se segundo os mesmos alinhamentos em muitos dos diagramas de variação (Al_2O_3 , Fe_2O_{3t} , TiO_2 , MgO , K_2O), embora noutros mostrem um comportamento mais disperso (CaO , Na_2O , P_2O_5) (Fig. V.4).

Cabe realçar ainda que as amostras das quatro fácies graníticas principais (Granitos do Caramulo, Paredes, Almijofa e Macieira de Alcoba) se distribuem ao longo

de todo espectro de valores de SiO_2 (Fig. V.4), sem que seja possível estabelecer uma gradação de composições, nem uma diferenciação entre os granitos que ocorrem no núcleo da intrusão e as unidades mais periféricas. Admite-se, assim, que o plutonito não tem um padrão de zonamento bem definido e que os contrastes texturais entre as quatro unidades graníticas (cf. Cap. IV) resultam essencialmente de heterogeneidades locais na cinética de cristalização e não propriamente de diferenças no seu grau de evolução magmática.

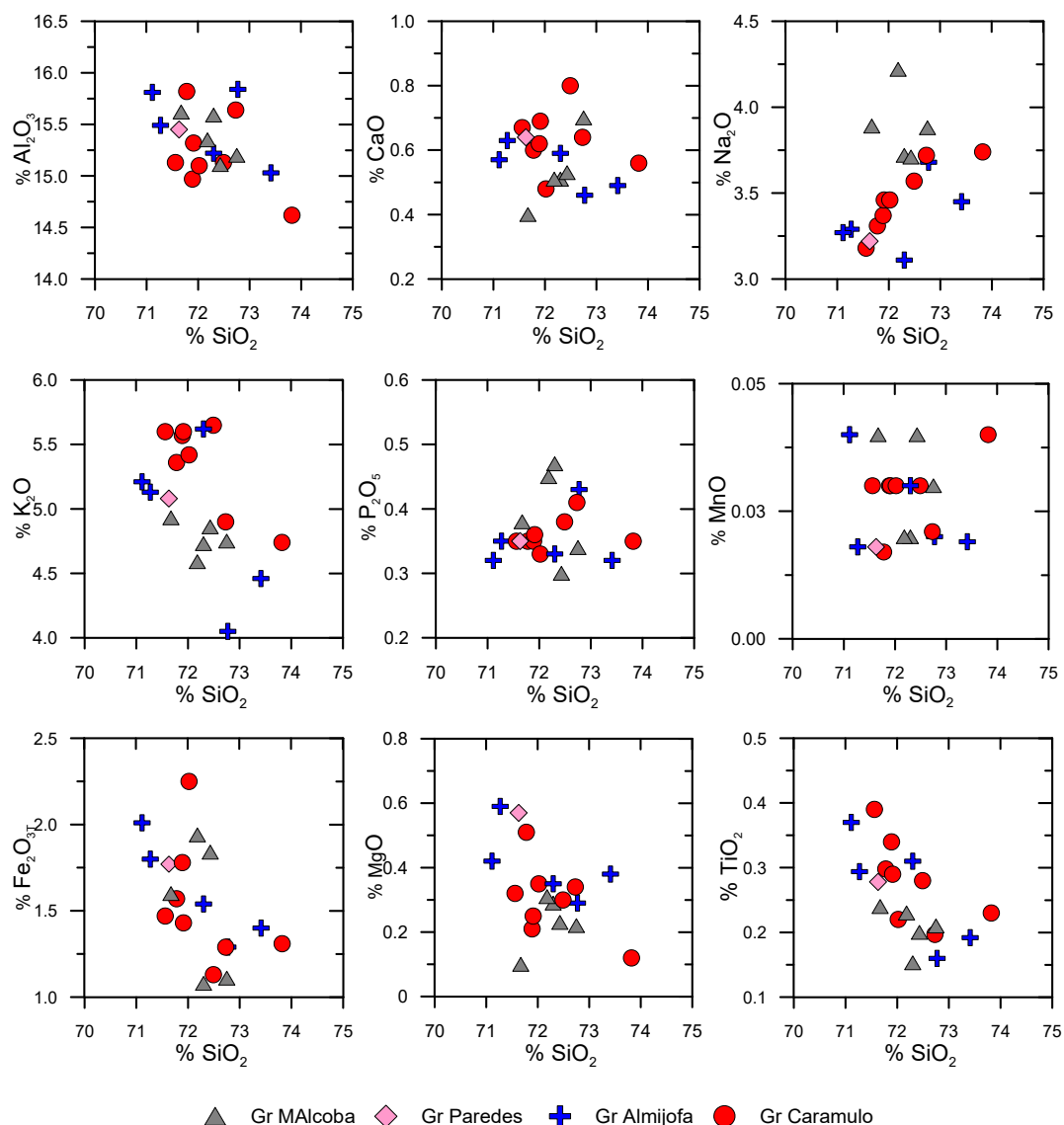


Figura V.4: Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras estudadas.

No seu conjunto, as amostras dos quatro granitóides definem tendências evolutivas relativamente coerentes nos diagramas de variação química, caracterizadas por um empobrecimento em Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 e K_2O (pouco nítido) com o aumento dos conteúdos em SiO_2 (Fig. V.4). O CaO , o Na_2O , o P_2O_5 e o MnO mostram uma distribuição mais irregular (Fig. V.4).

O decréscimo de Al_2O_3 sugere que a cristalização fraccionada de plagioclase deverá ter desempenhado um papel importante na diferenciação destes magmas, enquanto a diminuição das concentrações de MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 e K_2O aponta para a participação de biotite (Mg, Fe, K) e de ilmenite (Ti, Fe) na associação mineral que fraccionou. Já a ausência de uma correlação clara entre P_2O_5 e SiO_2 poderá estar relacionada com a remoção de quantidades variáveis de apatite.

Note-se que o facto do CaO não descrever uma tendência de empobrecimento semelhante à do Al_2O_3 parece revelar que os efeitos provocados pela extracção de plagioclase foram mascarados, pelo menos em parte, pela separação de diferentes proporções de apatite.

Com base nas correlações observadas, pode concluir-se que as etapas mais precoces da diferenciação magmática da sequência estudada foram controladas pela cristalização fraccionada de uma associação mineral contendo plagioclase + biotite \pm apatite \pm ilmenite. Contudo, tendo em conta o carácter muito evoluído destes magmas, é provável que o fraccionamento de feldspato potássico e de quartzo também tenham contribuído para a variabilidade da série, especialmente nos estádios mais avançados dos processos de cristalização fraccionada.

Considera-se, por fim, que a dispersão registada em muitos dos diagramas de variação se deve, em grande medida, à existência de flutuações na natureza e proporções dos minerais que fraccionaram.

V.2.3. Elementos traço

Os elementos traço estão presentes nas rochas em concentrações inferiores a 0,1% e não formam, em geral, minerais próprios, pois tendem a ser incorporados nas estruturas cristalinas dos minerais principais em substituição dos elementos maiores. O estudo destes elementos tem uma importância fundamental na petrologia moderna pois além de permitir aferir a validade das conclusões retiradas a partir dos diagramas de elementos maiores, fornece informação adicional sobre os processos petrológicos envolvidos na evolução magmática.

Consoante o seu comportamento durante os processos de fusão/cristalização, os elementos traço são geralmente agrupados em duas categorias: (a) elementos compatíveis, que mostram uma tendência para ficar retidos na fase sólida (minerais); (b) elementos incompatíveis, que exibem maior afinidade para o fundido silicatado (“melt”).

A distribuição dos elementos traço entre as fases minerais e o fundido silicatado é descrita por um parâmetro conhecido por coeficiente de distribuição ou coeficiente de partilha de *Nernst* (K_D) (Rollinson, 1993):

$$K_D = C_S/C_L$$

em que C_S representa a concentração do elemento na fase mineral (sólido) e C_L corresponde à concentração do elemento no líquido com o qual o mineral está em equilíbrio. Deste modo, os elementos incompatíveis são caracterizados por valores de K_D inferiores a 1, enquanto os elementos compatíveis exibem valores de K_D superiores a 1.

O maior ou menor grau de compatibilidade de um dado elemento traço numa fase mineral depende da sua carga eléctrica e do seu raio iónico. Os elementos traço com cargas e raios iónicos pequenos (e.g. Cr, V, Sc, Ni, Co) substituem facilmente o Fe e o Mg nos silicatos ferromagnesianos e tendem, por isso, a apresentar valores de K_D superiores a 1 nesses minerais.

Em contrapartida, os elementos traço com dimensões e/ou cargas iónicas significativamente diferentes do Fe e do Mg comportam-se como incompatíveis na maioria das fases ferromagnesianas e são geralmente divididos em dois grupos (Rollinson, 1993):

- (a) elementos litófilos de grande raio iónico (LILE) de que são exemplo o Ba, o Rb, o Sr, o Cs, o Th e o U
- (b) elementos de grande força de campo (HFSE) como o Zr, o Hf, o Nb, o Ta, o Y e as terras raras.

Apresentam-se na Tabela V.2, as concentrações em elementos traço nas amostras dos granitos do Caramulo e na Tabela V.3, os valores dos seus coeficientes de partilha (K_D) nas fases minerais mais comuns nestas rochas. Apesar do reduzido número de amostras analisadas, o estudo do comportamento dos elementos traço na sequência granítica permitiu obter informação relevante sobre a petrogénese destes magmas.

Tabela V.2: Teores em elementos traço (ppm) nas amostras dos granitos do Caramulo.

	Gr. CARAMULO		Gr. ALMIJOFA			Gr. M.ALC	Gr. PAR
	CAR-6	CAR-13	GR-3	CAR-2	CAR-4	GR-7	GR-9
V	15	8	18	11	8	7	20
Rb	309	306	245	287	345	275	234
Sr	63	47	70	27	26	48	69
Zr	117	80	96	69	54	57	92
Ba	375	241	395	110	64	238	372
Th	24,5	10,9	12,7	7,1	5,91	5,89	12
U	10,6	8,7	7,48	6,72	5,34	12	7,18
La	27,60	16,00	22,20	12,20	10,10	11,30	21,10
Ce	67,70	37,00	50,30	27,80	23,00	25,20	46,90
Pr	8,81	4,59	6,05	3,37	2,82	2,95	5,75
Nd	35,00	18,60	23,80	14,10	11,00	12,50	22,60
Sm	7,67	4,55	5,85	3,73	2,83	3,21	5,52
Eu	0,69	0,44	0,74	0,28	0,16	0,40	0,68
Gd	4,69	3,20	4,32	2,62	2,02	2,35	3,67
Tb	0,54	0,41	0,51	0,36	0,31	0,33	0,47
Dy	2,07	1,57	2,11	1,88	1,47	1,28	1,92
Ho	0,26	0,22	0,25	0,28	0,20	0,17	0,26
Er	0,60	0,50	0,52	0,68	0,49	0,41	0,59
Tm	0,08	0,06	0,08	0,09	0,07	0,05	0,09
Yb	0,48	0,36	0,52	0,54	0,51	0,32	0,47
Lu	0,07	0,05	0,08	0,08	0,07	0,05	0,07

Tabela V.3: Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica*.

	Plagioclase	Feldspato Potássico	Biotite	Apatite	Zircão	Ilmenite
V	-	-	79,50	-	-	-
Rb	0,041-0,10	0,34-1,75	1,24-4,20	-	-	-
Sr	2,84-15,63	3,76-5,40	0,12-0,44	2,1-2,4	-	-
Zr	0,10-0,14	0,03	1,197	0,1-0,64	-	-
Ba	0,36-1,61	4,30-11,45	5,36-23,53	-	-	-
Th	0,048	0,023	1,00-1,227	-	76,80	0,46-7,50
U	0,093	0,048	0,773	-	340,50	0,52-3,20

*Arth (1976), Watson & Green (1981), Mahood & Hildreth (1983), Nash & Crecraft (1985), Fujimaki (1986), Bea *et al.* (1994).

Elementos de grande raio iónico (LILE)

Nos diagramas de variação química da Figura V.5, verifica-se que os teores em Sr e Ba decrescem regularmente com aumento do grau de diferenciação magmática,

enquanto o Rb mostra um comportamento tendencialmente incompatível no conjunto de amostras analisadas.

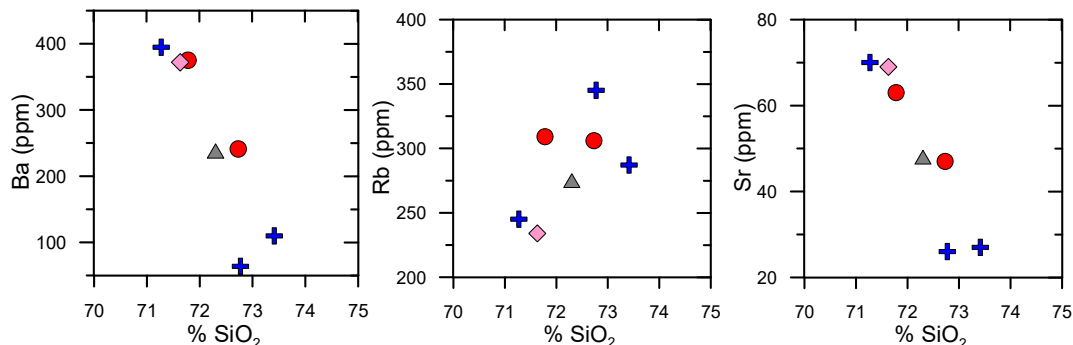


Figura V.5: Diagramas de variação química dos elementos de grande raio iónico (LILE) para as amostras dos granitóides do Caramulo.

O Sr tende a substituir o Ca^{2+} na estrutura da plagioclase e, embora em menor escala, o K^+ na estrutura dos feldspatos potássicos, pelo que os seus coeficientes de partilha nestes minerais são significativamente superiores a 1 (Tabela V.3). A existência de uma forte correlação negativa entre o Sr e a SiO_2 vem, assim, corroborar a hipótese de ter ocorrido fraccionamento de plagioclase desde os estádios iniciais da evolução magmática, em concordância com as conclusões retiradas na secção precedente.

Contrariamente ao Sr, o Ba é incorporado preferencialmente na biotite ($K_D = 5,36 - 23,53$; Tabela V.3), embora também possa ser introduzido na estrutura cristalina do feldspato potássico (Tabela V.3). O seu progressivo empobrecimento na sequência confirma, por isso, o envolvimento de biotite nos processos de cristalização fraccionada, não sendo de excluir, contudo, a eventual contribuição de feldspato potássico nestes processos, particularmente nas etapas mais tardias da diferenciação magmática.

Apesar do Rb também ser compatível na biotite, os seus coeficientes de partilha nesta fase mineral são muito inferiores aos do Ba (Tabela V.3). Se este elemento não for fortemente incorporado pela biotite, como parece ser o caso, as suas concentrações tenderão a aumentar dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados, (cf. diagrama Rb vs. SiO_2 ; Fig. V.5), mesmo que a biotite esteja a ser removida, explicando assim o seu comportamento na sequência.

Elementos de grande força de campo (HFSE)

Dos elementos do grupo HFSE, o vanádio concentra-se preferencialmente na biotite, enquanto a distribuição do zircónio, háfnio, tório, urânio e terras raras em rochas

de composição ácida é controlada por fases acessórias, como o zircão (Zr, Hf, Th, U e HREE), a monazite (LREE, Th), a apatite (MREE) e a ilmenite (Th, U) (Tabela V.3).

Ilustram-se na Figura V.6 as tendências de variação dos elementos HFSE nos granitóides estudados. A diminuição dos conteúdos de V das rochas mais pobres em SiO_2 para as mais enriquecidas constitui mais uma evidência da participação de biotite na associação mineral cujo fraccionamento deu origem à série.

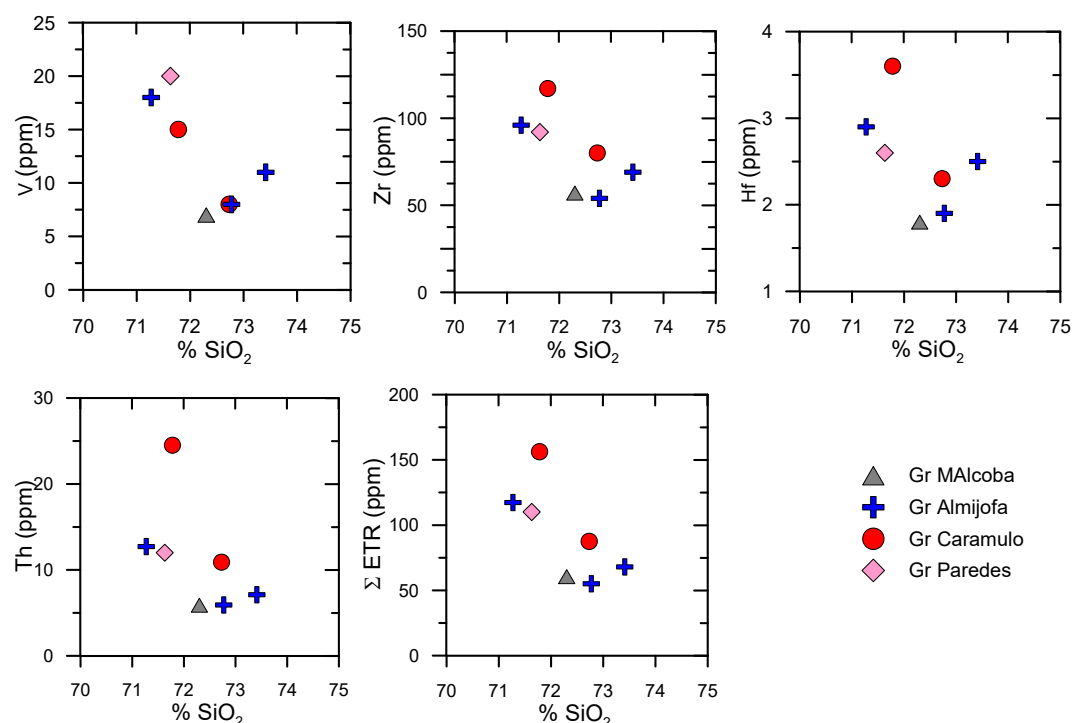


Figura V.6: Diagramas de variação química dos elementos de grande força de campo (HFSE) para as amostras dos granitóides do Caramulo.

Sendo o zircão a principal fase mineral portadora de Zr e Hf, o comportamento compatível destes dois elementos no conjunto de amostras investigadas demonstra que a cristalização fraccionada de zircão pode ter desempenhado um papel significativo na evolução destes magmas. Por outro lado, o decréscimo dos teores de Th e de ΣREE com o aumento de SiO_2 (Fig. V.6) aponta para a extracção de apatite e de monazite durante a diferenciação magmática.

Terras Raras

Os 15 elementos do grupo das terras raras (REE) têm propriedades químicas e físicas muito semelhantes entre si, pelo que são geralmente tratados em conjunto.

Todos os elementos da série constituem iões trivalentes de tamanho similar, embora o európio também possa ocorrer como ião divalente e o cério como ião tetravalente em condições geológicas específicas.

O comportamento das terras raras é normalmente analisado através de perfis normalizados para um padrão de referência por forma a eliminar o efeito Oddo-Harkins, resultante da maior abundância dos elementos de número atómico par relativamente aos de número atómico ímpar (Wilson, 1989). No caso em estudo, optou-se por normalizar as concentrações das REE em relação à composição do meteorito condritico de Evensen *et al.* (1978).

Na Figura V.7 apresentam-se os perfis de REE das amostras analisadas. Da observação da figura ressalta claramente o sub-parallelismo existente entre os perfis de REE das diferentes amostras, o que confirma a sua derivação a partir de um magma parental comum.

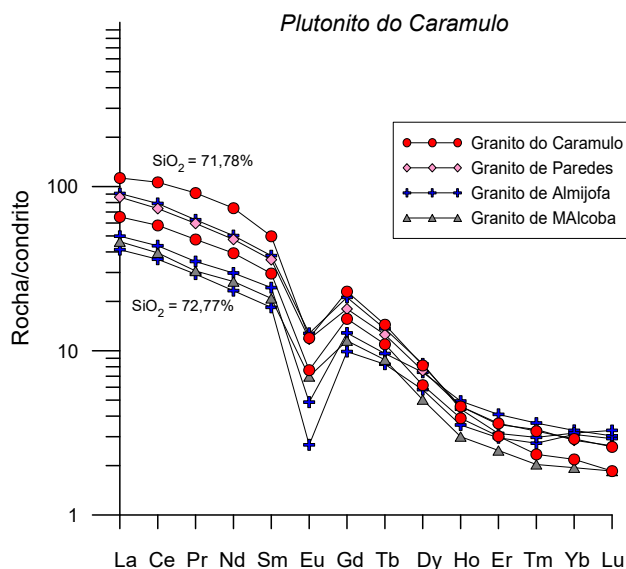


Figura V.7: Perfis de terras raras normalizados com a composição do condrito de Evensen *et al.* (1978) para amostras pertencentes às diferentes unidades graníticas do plutonito do Caramulo.

Outro aspecto a realçar é que as composições de terras raras das amostras das quatro fácies graníticas do plutonito se sobrepõem parcialmente, sugerindo que a sua génese não está relacionada com um verdadeiro zonamento magmático da intrusão, i.e., que os granitos do Caramulo, Paredes, Almijofa e Macieira de Alcoba não correspondem a rochas formadas em estádios distintos da evolução magmática.

Verifica-se ainda que, no conjunto da sequência, os teores em terras raras tendem a diminuir com o aumento em SiO_2 (Fig. V.7), indicando que o fraccionamento de minerais concentradores de REE (monazite, apatite e zircão) deverá ter tido uma influência significativa na sua diferenciação magmática.

Para além disso, a presença de anomalias negativas de Eu pronunciadas ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0,19 - 0,44$), que tendem a acentuar-se nos termos mais diferenciados da série (Fig. V.7) comprova o papel desempenhado pela cristalização fraccionada de plagioclase (\pm feldspato potássico) na evolução destes magmas, uma vez que o Eu é o único elemento do grupo das terras raras que é incorporado pelos feldspatos ($K_D = 2,11 - 5,417$; Arth, 1976, Nash & Crecraft, 1985).

Cabe sublinhar, por fim, que os fundidos produzidos por anatexia de rochas originalmente empobrecidas em Eu, como é o caso dos metassedimentos e/ou ortognaisses da crosta superior são caracterizados por anomalias negativas de Eu, pelo que a ocorrência deste tipo de anomalias nos termos menos evoluídos da sequência aponta para uma contribuição de fontes supra-crustais na sua petrogénese.

Já as elevadas razões LREE/HREE observadas nestes granitos ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 13,37 - 38,81$) levam a admitir que poderá ter havido retenção de uma fase receptora de HREE (granada) no resíduo refractário durante o evento de anatexia crustal que originou estes magmas.

V.3. Encaixante metamórfico

Como foi referido no Capítulo II, o plutonito do Caramulo está instalado em metassedimentos do grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG). Estas formações ocupam extensas áreas na Zona Centro Ibérica e sofreram deformação e metamorfismo regional de intensidade variável durante o levantamento da Cadeia Varisca Ibérica, chegando a atingir nalguns sectores as condições de fusão parcial (e.g. Valle Aguado, 1992; Escuder Viruete *et al.*, 1994a-b; 2000; 2004; Valle Aguado *et al.*, 2005; Esteves *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013).

Embora a maioria dos geólogos ibéricos considere que os granitos de duas micas sin- D_3 (como é o caso do plutonito do Caramulo) correspondem a granitos de tipo-S, gerados por anatexia da parte média da crosta continental durante o clímax do metamorfismo regional, a eventual participação dos metassedimentos do CXG como potenciais protólitos deste grupo de granitóides é ainda hoje objecto de polémica (e.g.

Capdevila *et al.*, 1973; Godinho, 1980; Neiva e Gomes, 2001, Beetsma, 1995; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Teixeira, 2008; Costa *et al.*, 2014).

Existem, contudo, numerosos autores que defendem que, em níveis crustais profundos, a fusão parcial anidra de materiais do CXG poderá ter dado origem a magmas graníticos com a tipologia dos granitos de duas micas sin-D₃ (e.g. Beetsma, 1995; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Teixeira, 2008; Costa *et al.*, 2014).

Considerou-se, por isso, que seria oportuno colher algumas amostras do encaixante metamórfico do plutonito e proceder à sua caracterização geoquímica e isotópica. As composições em elementos maiores das três amostras de metassedimentos do CXG estão listadas na Tabela V.1 e os seus conteúdos em elementos traço são apresentados na Tabela V.4.

Tabela V.4: Teores em elementos traço (ppm) nas amostras de metassedimentos do CXG.

	METASSEDIMENTOS										
	MS-1	MS-2	MS-3		MS-1	MS-2	MS-3		MS-1	MS-2	MS-3
V	156	165	108	La	35,60	67,10	25,90	Tb	0,91	1,26	0,75
Rb	115	191	104	Ce	72,10	132,00	54,70	Dy	5,46	7,25	4,39
Sr	71	24	51	Pr	8,47	14,50	6,12	Ho	1,06	1,35	0,88
Zr	209	124	253	Nd	32,20	53,60	24,50	Er	3,11	3,85	2,62
Ba	875	695	455	Sm	6,74	10,70	5,45	Tm	0,48	0,58	0,40
Th	10,3	22,2	8,14	Eu	1,41	1,99	1,23	Yb	3,39	3,76	2,63
U	3,36	3,26	2,95	Gd	5,64	8,65	4,37	Lu	0,53	0,60	0,45

V.3.1. Classificações químico-mineralógicas

Partindo do pressuposto que a assinatura geoquímica dos metassedimentos do CXG não foi significativamente modificada durante a sua trajectória metamórfica, pode tentar inferir-se a natureza da sequência sedimentar original recorrendo a diagramas de discriminação sedimentar. O diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ proposto por Herron (1988) é um dos mais utilizados para este efeito, porque é pouco sensível às alterações químicas associadas aos processos de diagénese e metamorfismo (Rollinson, 1993).

Como está ilustrado na Figura V.8, as amostras MS-1 e MS-2 projectam-se no campo dos argilitos no diagrama de Herron (1988), enquanto a amostra MS-3 se localiza no domínio dos grauvaques, confirmando o carácter misto (pelítico-grauvacóide) e heterogéneo dos metassedimentos do Complexo Xisto Grauváquico e as observações de campo e de petrografia (Cap. IV).

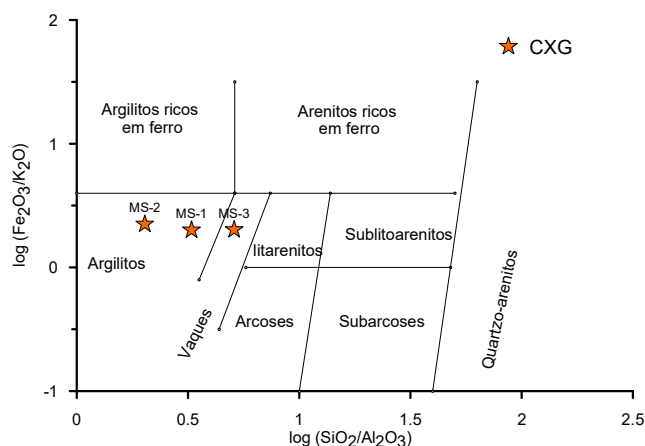


Figura V.8: Projecção das amostras dos metassedimentos do CXG no diagrama de classificação $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988).

V.3.2. Elementos maiores

Dado o reduzido número de amostras analisadas, optou-se por não as representar em diagramas de variação química. As suas composições em elementos maiores mostram que os teores em SiO_2 variam entre 52,5% e 62,5% nas litologias pelíticas e atingem valores de 72,5% nos metagrauvaques, reflectindo, em grande parte, um aumento progressivo dos conteúdos em quartzo. Já as concentrações em Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 e K_2O tendem a diminuir à medida que a SiO_2 aumenta, o que é consistente com o decréscimo da abundância de biotite (clorite) dos termos pelíticos para os grauvacóides.

Os valores de CaO e Na_2O são baixos nas três amostras ($\text{CaO} = 0,02\text{-}0,11\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,14\text{-}1,36\%$) indicando que a plagioclase é uma fase bastante escassa em todos os litótipos estudados, em conformidade com as observações petrográficas (Cap. IV). O MnO e o P_2O_5 mantêm-se sensivelmente constantes (Tabela V.1).

V.3.3. Padrões de terras raras e diagramas multielementares

Mostram-se na Figura V.9a, os perfis de REE normalizados para a composição do condrito de Evensen *et al.* (1978) para as três amostras de metassedimentos e na Figura V.9b os seus diagramas multielementares normalizados para o manto primordial de Sun & McDonough, 1989. Para efeitos de comparação, projectou-se também o perfil do PAAS ("Post-Archean average Australian Shale"; Taylor & McLennan, 1985) em ambos os diagramas.

Padrões de terras raras

Comparativamente aos granitos estudados (cf. Fig. V.7), as três amostras de metassedimentos estão consideravelmente enriquecidas em REE ($\Sigma\text{REE} = 134 - 307$ ppm), apresentam um fracionamento bastante mais fraco das terras raras leves (LREE) em relação às terras raras pesadas (HREE) ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,65 - 12,05$) e possuem anomalias negativas de Eu de menor amplitude ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0,61-0,75$) (Fig. V.9a).

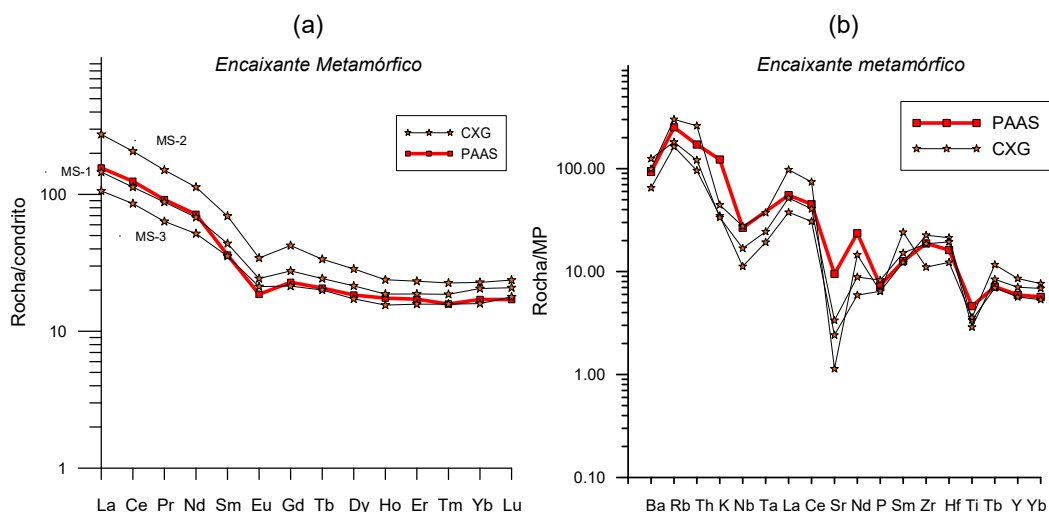


Figura V.9: (a) Perfis de terras raras normalizados com a composição do condrito de Evensen et al. (1978); (b) Diagramas multielementares normalizados para o manto primordial de Sun & McDonough (1989).

Os seus perfis de REE são típicos de rochas de origem sedimentar, em que os filossilicatos são as fases dominantes e que contêm proporções significativas de minerais acessórios portadores de REE (zircão, apatite, monazite). O maior empobrecimento em REE registado no metagrauwaque é, por isso, perfeitamente coerente com a menor abundância destas fases minerais neste tipo de litologia.

Cabe salientar ainda que a notável coincidência entre os seus padrões de terras raras e o do PAAS revela que os processos metamórficos a que estas rochas foram sujeitas não obliteraram completamente as assinaturas químicas dos seus protólitos sedimentares.

Diagramas multielementares

Os diagramas multielementares permitem analisar, de uma forma condensada, o comportamento de elementos traço com diferentes graus de incompatibilidade, projectando num único gráfico as concentrações de vários elementos traço, depois de

normalizadas para um reservatório de referência (e.g. manto primitivo) e tendo o cuidado de ordenar os elementos por ordem decrescente do seu grau de incompatibilidade.

O comportamento dos elementos traço do grupo dos LILE (Ba, Rb, Sr, Th) e dos HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) nos metassedimentos do CXG está ilustrado no diagrama da Figura V.9b. No seu conjunto, os seus perfis multielementares são caracterizados por: (a) um marcado enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE e (b) anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti.

As características observadas são comuns em rochas ígneas vulcânicas e plutónicas formadas em ambientes de subducção devido à participação de fluidos enriquecidos em LILE e à cristalização fraccionada ou retenção no resíduo refractário de fases que incorporam os HFSE (e.g. granada, ilmenite, rútilo) (e.g. Wilson, 1989). Parece plausível admitir, então, que as formações do CXG tenham derivado da erosão de um arco magmático antigo e herdado as composições das rochas que lhes deram origem.

Por outro lado, verifica-se também que os teores da maioria dos elementos traço representados tendem a diminuir dos metapelitos para os metagrauvaques (Fig. V.9b). Tendo em conta que estes elementos se concentram preferencialmente na biotite ou em fases acessórias que ocorrem em íntima associação espacial com esta fase mineral (zircão, apatite, monazite, ilmenite), não é de estranhar que as suas concentrações sejam mais elevadas nas litologias mais ricas em filossilicatos e decresçam à medida que aumentam as proporções da componente quartzo-feldspática.

Capítulo VI – Geologia Isotópica

Este capítulo inicia-se com uma introdução sobre os conceitos fundamentais em que se baseia a Geologia Isotópica, após o que se apresentam e discutem os dados isotópicos Sr–Nd obtidos no âmbito deste trabalho.

VI.1. Introdução

A composição do núcleo ou nuclídeo do átomo de um dado elemento químico é definida pelo número específico de protões e neutrões que o constituem (Faure, 1986). Define-se número atómico (Z) como o número de protões que o átomo contém e número de massa (A) como o número total de neutrões (N) e protões (Z) presentes no seu núcleo. Num átomo electricamente neutro, o número de electrões é igual ao numero de protões.

Todos os átomos do mesmo elemento químico possuem um número fixo de protões, mas podem apresentar um número variável de neutrões e, portanto, massas diferentes. Chamam-se isótopos de um elemento químico aos átomos desse elemento com o mesmo número atómico (Z) e diferente número de massa (A).

A estabilidade de qualquer núcleo atómico é determinada pela diferença entre as forças de repulsão e de atracção que nele se fazem sentir. Se a repulsão se sobrepõe à atracção, o núcleo é instável e desintegra-se emitindo partículas e/ou radiação. Caso prevaleça a atracção, o núcleo é estável (Chang, 2010).

O processo através do qual os núcleos instáveis se transformam espontaneamente para alcançar uma configuração nuclear mais estável designa-se por decaimento radioactivo (Faure, 1986; Chang, 2010). Qualquer isótopo que sofra decaimento radioactivo é chamado isótopo-pai ou radioactivo e o que resulta desse decaimento, isótopo-filho ou radiogénico.

Entre os mecanismos que levam os átomos dos isótopos radioactivos ou isótopos-pai a desintegrar-se são de destacar os seguintes: (a) emissão de partículas α , (b) emissão de partículas β , (c) emissão de raios γ (ondas electromagnéticas de muito curta distância), (d) emissão de positrões (antipartícula do electrão) e (e) captura electrónica (Chang, 2010).

VI.2. Equação fundamental da radioactividade

A lei fundamental do decaimento radioactivo estabelece que o número de átomos que se desintegram por unidade de tempo ($-dN/dt$) é proporcional ao número total de átomos radioactivos, N , remanescentes no sistema ao fim do tempo t (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005):

$$-dN/dt = \lambda N \quad (\text{Equação 1})$$

onde dN/dt é a taxa de variação do número de átomos do isótopo-pai e o sinal menos (-) é requerido porque dN/dt diminui em função do tempo. A grandeza λ corresponde à constante de proporcionalidade e é designada por constante de decaimento, sendo característica de cada nuclídeo.

Integrando a equação 1, de $t = 0$ até t e de N_0 a N (onde N_0 corresponde ao número de átomos do isótopo radioactivo originalmente presentes no sistema, ou seja, no tempo $t = 0$), obtém-se:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{Equação 2})$$

em que N_0 é o número inicial de átomos radioactivos no tempo $t = 0$ e N é o número de átomos radioactivos no momento presente (t).

Por outro lado, sabe-se que o número total de átomos do isótopo-filho (D) presentes no sistema ao fim do tempo t corresponde ao número de átomos do isótopo-filho que existiam originalmente no sistema quando a rocha / mineral se formou (D_0) mais aqueles que foram produzidos pelo decaimento do isótopo-pai (N).

A relação entre os átomos do isótopo-pai e do isótopo-filho é conhecida por equação fundamental do decaimento radioactivo (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005) e é expressa pela seguinte relação:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 3})$$

em que:

D – número de átomos do isótopo-filho presentes no sistema ao fim do tempo t

D_0 – número de átomos do isótopo-filho existentes inicialmente no sistema

N – quantidade de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim de um tempo t

λ – constante de decaimento

Em Geologia Isotópica, o pequeno grupo de isótopos radioactivos que ocorre naturalmente é o que se reveste de maior interesse. Estes nuclídeos estão presentes na natureza por várias razões: (a) ainda não terem completado o decaimento porque as suas taxas de desintegração são muito lentas (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{87}Rb , ^{40}K e outros); (b)

serem resultantes do decaimento de outros átomos radioactivos com longas meias-vidas; (c) serem produzidos por reacções nucleares que ocorrem naturalmente (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005).

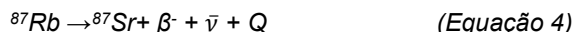
VI.3. Sistema isotópico Rb-Sr

Grande parte das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares contêm quantidades detectáveis de rubídio (Rb) e de estrôncio (Sr), embora em proporções quase sempre inferiores a 0,1% (Faure & Powell, 1972).

O estrôncio (Sr), pertence ao grupo IIA da Tabela Periódica e é um catião divalente com um raio iónico de 1,13 Å. Substitui facilmente o Ca^{2+} na estrutura de fases minerais contendo cálcio (plagioclase, apatite, titanite, aragonite e dolomite) e, em menor extensão, também pode ocupar o lugar do K^+ em minerais como o feldspato potássico.

Já o rubídio (Rb) é um metal alcalino (grupo IA da Tabela Periódica), com um único electrão de valência e um raio iónico de 1,48 Å. Devido às semelhanças de carga eléctrica e raio iónico com o K^+ , o rubídio é fortemente incorporado em minerais ricos em potássio (feldspato potássico, micas, minerais de argila e certos minerais evaporíticos).

O rubídio tem dois isótopos naturais: o ^{85}Rb (estável) e o ^{87}Rb (instável), enquanto o estrôncio possui quatro isótopos naturais estáveis (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr , ^{84}Sr). O ^{87}Rb é radioactivo e sofre um decaimento do tipo β^- para o isótopo-filho estável ^{87}Sr , com um tempo de meia-vida de aproximadamente 48,8 Ga (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005).



onde $\bar{\nu}$ é o antineutrino do electrão e Q é a energia de decaimento.

A evolução do ^{87}Sr radiogénico em minerais ou rochas contendo rubídio pode ser descrita pela seguinte equação, derivada da lei fundamental da radioactividade (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005):

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 5})$$

em que:

^{87}Sr – número total de átomos de ^{87}Sr presentes actualmente no sistema;

$^{87}\text{Sr}_0$ – número de átomos de ^{87}Sr que existiam originalmente no sistema;

^{87}Rb – número total de átomos de ^{87}Rb remanescentes no sistema no tempo t;

t - idade da rocha / mineral, ou seja, o tempo decorrido desde a sua formação;

λ – constante de decaimento, com um valor de $1,3972 \times 10^{-11}$ anos $^{-1}$ (Villa *et al.*, 2015)

Devido ao decaimento radioactivo de $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$, a quantidade de ^{87}Sr presente num mineral ou rocha, que contenha ^{87}Rb na sua constituição, vai aumentando ao longo do tempo, constituindo a base para a determinação de idades pelo método Rb-Sr (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005).

VI.4. Determinação de idades pelo método Rb-Sr

Partindo da aplicação da equação fundamental do decaimento radioactivo ao sistema Rb-Sr (equação 5) e usando o isótopo estável ^{86}Sr como factor de normalização, a relação entre os átomos do isótopo radiogénico (^{87}Sr) e o isótopo radioactivo (^{87}Rb) assume a seguinte forma (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005):

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 6})$$

Como se pode observar na Figura VI.1, a equação fundamental do decaimento radioactivo corresponde à equação de uma recta de tipo $y = b + mx$. Deste modo, quando se projectam as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ medidas num conjunto de amostras cogenéticas num diagrama rectangular (diagrama isocrónico), obtém-se uma recta (isócrona), cuja ordenada na origem representa o valor da razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. A idade (t) pode ser calculada através do declive (m) da isócrona.

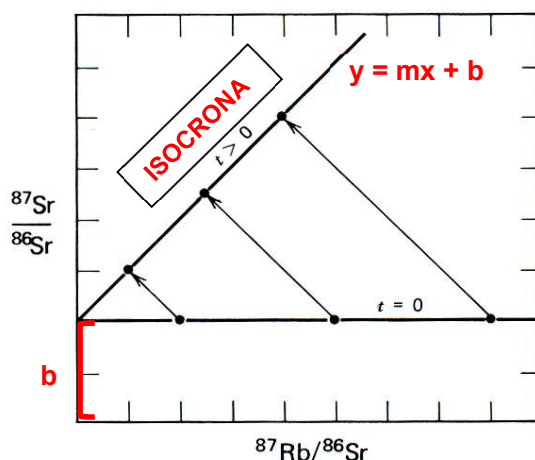


Figura VI.1: Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo.

A qualidade da isócrona é aferida por um índice estatístico, designado por *MSWD* (*Mean square weighted deviates*), que não deverá exceder 2,5 (Rollinson, 1993).

VI.5. Sistema isotópico Sm-Nd

O Samário (Sm) e o Neodímio (Nd) pertencem ambos ao Grupo IIIB da Tabela Periódica e incluem-se no grupo das terras raras. Tal como as restantes terras raras, o Sm e o Nd formam iões trivalentes, que podem substituir iões principais em diversos minerais (e.g. biotite, anfíbola, piroxena, granada, monazite, apatite, zircão) (Faure, 1986).

O samário tem quatro isótopos naturais estáveis (^{144}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm) e três radioactivos (^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm), embora os dois últimos possuam tempos de meia-vida tão longos (aproximadamente 10^{16} anos), que ainda não produziram quantidades detectáveis de isótopos-filho. O neodímio também tem quatro isótopos naturais estáveis (^{142}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd , ^{150}Nd) e três isótopos radiogénicos (^{143}Nd , ^{144}Nd e ^{145}Nd).

O isótopo radioactivo ^{147}Sm decai para ^{143}Nd por emissão de uma partícula α , sendo a constante de decaimento λ de $6,52 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$. A aplicação da equação fundamental do decaimento radioactivo ao sistema isotópico Sm-Nd pode ser expressa da seguinte forma (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005):

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 7})$$

em que:

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – razão actual entre o número de átomos do isótopo-filho ^{143}Nd e o número de átomos do isótopo estável ^{144}Nd ;

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ - razão inicial entre o número de átomos do isótopo-filho ^{143}Nd e o número de átomos do isótopo estável;

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - razão entre o número de átomos do isótopo-pai ^{147}Sm e o número de átomos do isótopo estável ^{144}Nd existente no sistema ao fim do tempo t ;

t - idade da rocha / mineral, ou seja, tempo decorrido desde a sua formação;

λ – constante de decaimento, com um valor de $6,52 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$.

Ao contrário do que sucede com o sistema isotópico Rb/Sr, o Sm e o Nd são elementos bastante imóveis, o que faz com que o sistema isotópico Sm/Nd seja muito menos vulnerável a desequilíbrios isotópicos durante os processos de alteração e de metamorfismo e forneça, por isso, idades mais robustas.

No entanto, nem sempre é possível datar rochas / minerais pelo método Sm-Nd porque a dispersão das razões Sm/Nd na maioria das sequências ígneas é, em geral, muito pequena.

VI.6. Geoquímica Isotópica Sr-Nd

Além da sua aplicação em Geocronologia, as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ podem fornecer informação crucial sobre os reservatórios-fonte e os processos petrogenéticos envolvidos na formação e evolução de magmas.

Partindo do princípio que todos os materiais do sistema solar possuíam razões Rb/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ idênticas e homogêneas na altura da sua formação, pode assumir-se que a Terra primitiva representava um reservatório uniforme (*UR - uniform reservoir*) há 4.600 Ma, cuja composição isotópica é possível conhecer através das análises obtidas em meteoritos condriticos (*CHUR - chondritic uniform reservoir*) (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005).

Dado que o Rb e o Sr mostram diferentes graus de incompatibilidade nos minerais do manto, o Rb (mais incompatível) terá sido progressivamente extraído ao manto e adicionado à crosta durante a diferenciação da Terra, enquanto o Sr (menos incompatível) terá ficado comparativamente mais enriquecido no manto. Devido ao decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr , as rochas crustais (com razões Rb/Sr mais altas) tornaram-se, assim, progressivamente mais radiogénicas ao longo do tempo (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas), distinguindo-se dos materiais do manto que, possuindo razões Rb/Sr mais baixas, não adquiriram um carácter tão radiogénico (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas) (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005).

Com o sistema Sm-Nd terá acontecido exactamente o oposto, porque o Sm é menos incompatível do que o Nd. Assim, o Sm terá ficado preferencialmente concentrado no manto (elevando a suas razões Sm/Nd) e o Nd na crosta (caracterizada por razões Sm/Nd baixas). Como consequência da desintegração do ^{147}Sm para ^{143}Nd , as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no manto terão aumentado mais acentuadamente do que na crosta, explicando assim que os reservatórios mantélicos se diferenciem dos crustais pelas suas altas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Faure, 1986; Faure & Mensing, 2005).

Para facilitar a comparação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas ígneas com a composição isotópica da Terra primitiva num tempo t qualquer, DePaolo e Wasserburg (1976) introduziram a notação épsilon (ϵ) dada pelas expressões:

$$\epsilon_{\text{Nd},\text{CHUR}} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad \epsilon_{\text{Sr},\text{UR}} = \left[\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{UR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

em que:

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Amostra}}$ - razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra no tempo t ;

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ - razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR no tempo t ;

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Amostra}}$ - razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra no tempo t ;

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}}$ - razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do UR no tempo t ;

A projecção das razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de um conjunto de rochas ígneas ou dos seus respectivos valores de ϵNd_i e de ϵSr_i em diagramas correlação isotópica permite, por isso, ter uma ideia da natureza das fontes a partir das quais se formaram os seus magmas parentais (Fig. VI.2).

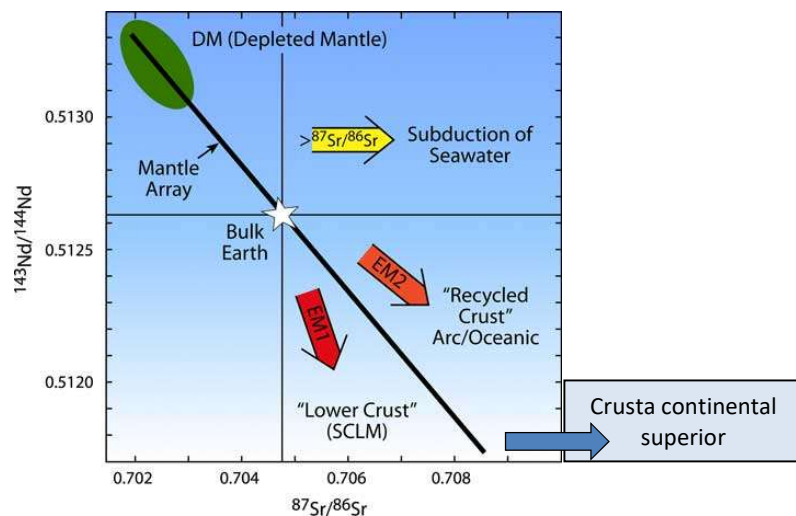


Figura VI.2: Diagrama de correlação isotópica Sr-Nd para diferentes reservatórios terrestres. DM – Manto empobrecido; Bulk Earth – Terra Primitiva; EM1 – Manto enriquecido 1; EM2 – Manto enriquecido 2 (<http://www.mantleplumes.org/LithosphereRemnants.html>).

Assumindo que, neste diagrama, o ponto “Bulk Earth” (BE) representa a composição isotópica de Sr e Nd da Terra primitiva (não diferenciada) na altura em que uma dada sequência magmática se formou, as rochas derivadas da anatexia de materiais da crosta superior tenderão a apresentar baixas razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (ϵNd_i muito negativo) e elevadas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (ϵSr_i positivo), ocupando o quadrante inferior direito do diagrama.

Em contraste, os magmas de origem mantélica, como é o caso dos MORB e OIB, projectar-se-ão no quadrante superior esquerdo do diagrama (razões elevadas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ e baixas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$; ϵNd_i positivo e ϵSr_i negativo), enquanto as rochas provenientes da fusão de materiais da crosta continental inferior ou resultantes da

mistura de magmas serão caracterizadas por valores intermédios de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, ϵNd_i e ϵSr_i .

VI.7. Idades Modelo

Admitindo que as razões Sm/Nd não são significativamente modificadas pelos processos geológicos que ocorrem na crosta, torna-se possível estimar o tempo decorrido desde que uma determinada rocha crustal foi extraída ao manto, ou seja, a sua idade modelo.

No cálculo de idades-modelo podem usar-se duas abordagens distintas. A primeira consiste em medir o intervalo de tempo (T_{CHUR}) que decorreu desde que a razão isotópica da rocha era igual à do Reservatório Condritico Uniforme (CHUR). A segunda, que é a mais frequentemente aplicada, estima o tempo que transcorreu desde que a composição isotópica da rocha era igual à do manto empobrecido (T_{DM}), pois está comprovado que as regiões do manto que deram origem à crosta continental têm razões Sm/Nd superiores às do CHUR devido a eventos de fusão parcial prévios (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981).

As idades modelo em relação ao manto empobrecido (T_{DM}) são determinadas através da seguinte expressão (DePaolo, 1981):

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]}{\lambda}$$

em que $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0,51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0,219$ e $\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

Deve salientar-se, contudo, que as idades T_{DM} nem sempre correspondem a verdadeiras idades de formação crustal, refletindo apenas tempos médios de residência na crosta de rochas de origem mista (Arndt & Goldstein, 1987).

Por outro lado, é preciso também ter em atenção que os processos de fusão parcial e/ou cristalização fraccionada, envolvendo retenção/extração de fases minerais ricas em terras raras, como a monazite, a esfena, o zircão e a granada podem provocar um forte fraccionamento das razões Sm/Nd (e.g. Liew & McCulloch, 1985). Nesses casos, as idades modelo deverão ser recalculadas, assumindo uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ crustal média de 0,12 (Liew & McCulloch, 1985).

VI.8. Datação do plutonito do Caramulo pelo método Rb-Sr

Um dos objectivos principais do estudo isotópico realizado consistiu em datar a instalação do plutonito do Caramulo através do método Rb-Sr (rocha-total). Os dados isotópicos Rb-Sr obtidos em sete amostras das diferentes fácies graníticas do plutonito estão compilados na Tabela VI.1, onde se incluem também as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de duas amostras de metassedimentos do CXG, que foram analisadas com a finalidade de testar se os granitos do Caramulo poderiam ter derivado da fusão parcial deste tipo de protólitos (cf. secção VI.9).

Todas as análises isotópicas Rb-Sr foram efectuadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, seguindo a metodologia descrita no Capítulo III. As concentrações de Rb e de Sr foram determinadas por diluição isotópica no TIMS e por ICP-MS no ACTLABS, Canadá. Apesar da convergência dos valores obtidos pelos dois métodos analíticos, optou-se por usar os dados do ACTLABS. Para a construção da isócrona de rocha total e cálculo da idade Rb-Sr recorreu-se ao programa ISOPLOT 3.00 de Ludwig (2003).

Tabela VI.1: Dados isotópicos Rb-Sr das amostras estudadas.

	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)
Gr. Caramulo	CAR-9	309	63,4	14,20	0,40	0,773253	0,000022
	CAR-13	306	47,4	18,85	0,53	0,793808	0,000027
Gr. Almijofa	CAR-2	287	27,4	30,77	0,87	0,847390	0,000034
	CAR-4	345	26,4	38,4	1,10	0,883447	0,000035
	GR-3	245	70,3	10,13	0,29	0,758252	0,000023
Gr. M. Alcoba	GR-7	275	48,3	16,58	0,47	0,784896	0,000028
Gr. Paredes	GR-9	234	69,3	9,82	0,28	0,755964	0,000035
Metassedimentos	MS-1	115	71,2	4,69	0,13	0,736615	0,000028
	MS-3	104	51,2	5,90	0,17	0,748659	0,000033

A projecção das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das rochas graníticas num diagrama isocrónico permitiu definir uma isócrona válida de $310,8 \pm 8,2$ Ma, à qual se associa uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7131 \pm 0,0017$ e um MSWD de 1,9 (Figura VI.3; modelo 1, ISOPLOT, Ludwig, 2003).

A idade central da isócrona Rb-Sr apresentada neste trabalho é mais jovem do que a publicada por Medina (1995) e Tassinari et al. (1996), usando o mesmo método de datação (326 ± 12 Ma). Dado que os autores acima citados se apoiaram em valores de Rb e Sr medidos por FRX, que é uma técnica analítica menos precisa que a de ICP-MS, sugere-se que a idade agora obtida ($310,8 \pm 8,2$ Ma) se aproxima mais da

verdadeira idade de cristalização do maciço do Caramulo. De qualquer modo, será necessário recorrer a métodos de datação mais robustos, como é o caso da determinação de idades U-Pb em zircões, para confirmar esta hipótese, o que infelizmente não foi possível.

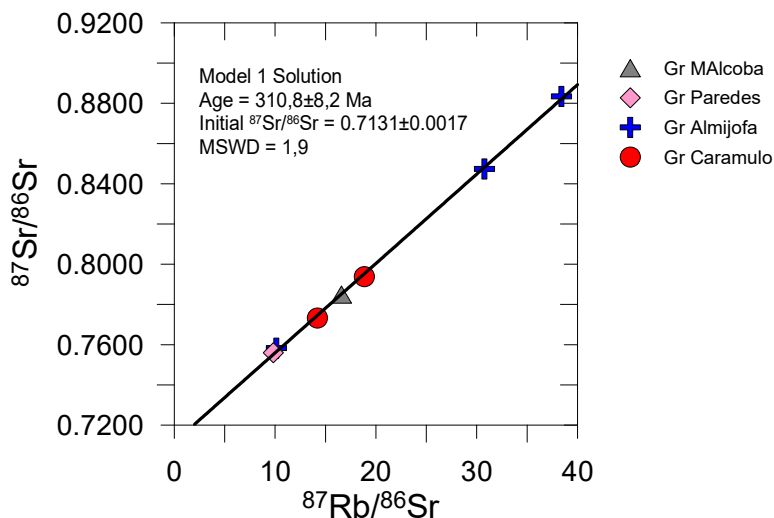


Figura VI.3: Isócrona Rb-Sr rocha-total obtida para o plutonito do Caramulo.

Outro aspecto a sublinhar é que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial associada à isócrona Rb-Sr (rocha-total) ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7131 \pm 0,0017$) é claramente superior a 0,708, o que constitui mais uma forte evidência de que estes granitos resultaram da anatexia de fontes supracrustais (e.g. Winter, 2001), corroborando a proveniência de tipo-S inferida a partir dos dados de petrografia e geoquímica.

VI.9. Assinaturas isotópicas Sr-Nd dos granitos do Caramulo

Com base nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidas neste trabalho (Tabelas VI.1 e VI.2), calcularam-se os valores de ϵSr e ϵNd iniciais das diferentes amostras assumindo uma idade de cristalização de 310 Ma (Tabela VI.3).

Todos os granitóides estudados apresentam valores positivos de ϵSr_{310} ($\epsilon\text{Sr}_{310} = 106-131$) e valores negativos de ϵNd_{310} ($\epsilon\text{Nd}_{310} = -3,4$ a $-5,1$), projectando-se no quadrante inferior direito do diagrama de correlação isotópica ϵSr_i vs. ϵNd_i da Figura VI.4.

Para além das suas assinaturas isotópicas Sr-Nd confirmarem uma importante contribuição de materiais da crosta superior (metassedimentares e/ou metaígneos) na génese dos granitos do Caramulo, verifica-se ainda que existe um elevado grau de

sobreposição entre os valores de ϵNd_{310} dos granitos e os dos metassedimentos do Grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico publicados por Beetsma (1995) (Fig. VI.4), o que leva a crer que estes materiais possam ter constituído os protólitos a partir dos quais se geraram os magmas parentais da sequência.

Pode constatar-se também que as duas amostras de metassedimentos analisadas neste trabalho (MS-1 e MS-3) se projectam no domínio definido pelas rochas do CXG ou muito próximo dele, confirmando a sua pertença a esta formação.

Tabela VI.2: Dados isotópicos Sm-Nd para as amostras estudadas.

		Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)
Gr. CARAMULO	CAR-6	35,0	7,67	0,133	0,007	0,512300	0,000018
	CAR-13	18,6	4,55	0,148	0,008	0,512315	0,000014
Gr. ALMIJOFA	CAR-2	14,1	3,73	0,160	0,009	0,512304	0,000027
	CAR-4	11,0	2,83	0,156	0,008	0,512381	0,000016
	GR-3	35,0	7,67	0,133	0,007	0,512321	0,000013
Gr. M. ALCOBA	GR-7	12,5	3,21	0,155	0,008	0,512341	0,000015
Gr. PAREDES	GR-9	22,6	5,52	0,148	0,008	0,512326	0,000018
Metassedimentos	MS-1	32,2	6,74	0,127	0,007	0,512268	0,000015
	MS-3	24,5	5,45	0,135	0,007	0,512300	0,000016

Tabela VI.3: Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{310}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{310}$; valores de ϵSr_{310} e ϵNd_{310} ; idades (T_{DM}).

		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{310}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{310}$	ϵSr_{310}	ϵNd_{310}	T_{DM} (Ga)
Gr CARAMULO	CAR-6	0,711627	0,512031	+106,3	-4,05	1,4
	CAR-13	0,712007	0,512014	+111,6	-4,38	1,6
Gr. ALMIJOFA	CAR-2	0,713843	0,511979	+137,7	-5,07	2,0
	CAR-4	0,716741	0,512065	+178,9	-3,39	1,7
	GR-3	0,714276	0,512019	+143,9	-4,29	1,6
Gr. M. ALCOBA	GR-7	0,712913	0,512025	+124,5	-4,16	1,8
Gr. PAREDES	GR-9	0,713354	0,512026	+130,8	-4,16	1,6
Metassedimentos	MS-1	0,716264	0,512011	+172,1	-4,45	1,4
	MS-3	0,723037	0,512027	+268,3	-4,14	1,4

Cabe sublinhar, por fim, que a distribuição dos valores ϵNd_{310} entre as amostras das diferentes fácies graníticas do plutonito é muito homogénea, enquanto as composições isotópicas de Sr mostram maior dispersão (Fig. VI.4).

Sabendo que as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ tendem a manter-se constantes durante os processos de fusão parcial e de cristalização fraccionada, o comportamento um pouco mais aleatório evidenciado pelo Sr deverá estar relacionado com a extrema vulnerabilidade do sistema isotópico Rb-Sr aos efeitos da interacção com

fluidos hidrotermais tardios ou até com reequilíbrios isotópicos que ocorreram durante ou após a fusão.

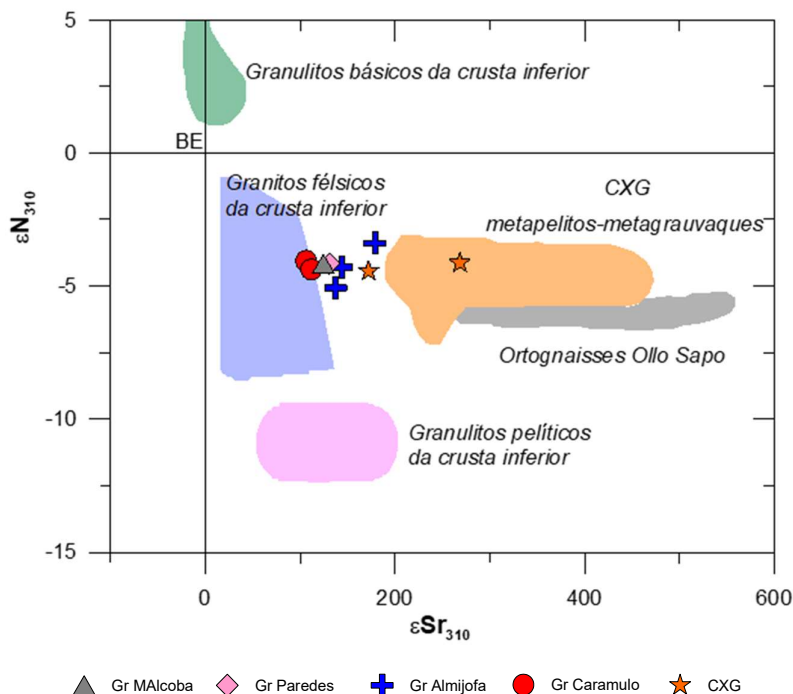


Figura VI.4: Distribuição das amostras estudadas no diagrama ϵSr_{310} vs. ϵNd_{310} .

VI.10. Idades T_{DM} nos granitos do Caramulo e metassedimentos do CXG

Usando as razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ obtidas durante a presente investigação (Tabela VI.2), calcularam-se as idades-modelo (T_{DM}) para as diferentes amostras analisadas (Tabela VI.3).

As duas amostras de metassedimentos do CXG forneceram idades-modelo de 1,40 Ga, que estão dentro da faixa de valores encontrada nas rochas desta formação ($T_{\text{DM}} = 1.2$ e 1.4 Ga; Beetsma, 1995; $T_{\text{DM}} = 1.5$ - 1.7 Ga; Teixeira, 2008). Em contrapartida, os granitóides do Caramulo apresentam uma gama de idades modelo mais variável (1,4 – 2,0 Ga), o que poderia sugerir uma origem a partir de materiais crustais com idades de extracção do manto mais antigas.

De notar, contudo, que as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ determinadas na maioria das amostras de granitos são superiores a 0,12 (Tabela V.2), revelando que deverá ter ocorrido um forte fraccionamento das razões Sm/Nd durante os processos de fusão parcial e/ou cristalização fraccionada provocado pela retenção / extracção de fases minerais ricas em REE (e.g. Liew & McCulloch, 1985). Não pode descartar-se, por isso,

a possibilidade dos granitos do Caramulo terem derivado da fusão parcial de protólitos com composição semelhante ao CXG.

Capítulo VII – Conclusões

O plutonito do Caramulo é um maciço granítico varisco, com forma grosseiramente elíptica e orientação NW-SE, implantado em metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico na Zona Centro-Ibérica. Trata-se de um maciço zonado, sincinemático com a terceira fase de deformação varisca (sin-D₃), compreendendo quatro fácies principais de granitos moscovítico-biotíticos: granito do Caramulo, granito de Almijofa, granito de Macieira de Alcoba e granito de Paredes.

As diferentes fácies apresentam semelhanças em termos mineralógicos, na medida em que, todas contêm quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, biotite, apatite, zircão, monazite e ilmenite nas suas paragénese minerais primárias e clorite e moscovite secundária como fases de alteração secundária. Para além disso, exibem semelhanças texturais apreciáveis, sendo classificados como granitos de grão fino a médio, não porfiróides (granito do Caramulo e Macieira de Alcoba) ou ligeiramente porfiróides (granito de Almijofa e Paredes).

O quartzo constitui cristais predominantemente anédricos de dimensões variáveis, por vezes, com extinção ondulante, sugerindo que o granito sofreu deformação no estado sólido. Na fácies de Almijofa, as dimensões dos grãos de quartzo parecem aumentar do bordo norte para a zona sul do plutonito. O feldspato potássico ocorre em grão anédricos e em megacristais (maiores e mais frequentes nos granitos de Paredes e Almijofa), exibindo com frequência a macla da microclina e texturas pertíticas. A plagioclase é, em geral, subédrica, apresenta a macla polissintética da albite e está, em muitos casos, intensamente substituída por moscovite secundária. A moscovite primária tende a dominar sobre a biotite, com a qual está normalmente associada. Ambas as micas constituem cristais preferencialmente hipidiomórficos, sendo a moscovite, por norma, de maiores dimensões. Numa amostra do granito de Paredes, observaram-se ainda finos leitos lepidoblásticos (“*schlieren*”), compostos por biotite + silimanite + moscovite, orientados segundo uma direcção preferencial.

Os minerais acessórios apatite, zircão e monazite foram observados em todas as fácies, apresentando características ópticas muito semelhantes. A silimanite foi observada sob a forma de inclusões em cristais de moscovite no granito de Almijofa e nos leitos lepidoblásticos no granito de Paredes.

As assinaturas fortemente peraluminosas ($A/CNK = 1,24 - 1,41$) e o reduzido espectro composicional ($SiO_2 = 72 - 74\%$), sugerem que o plutão do Caramulo corresponde a uma intrusão de tipo-S, muito diferenciada, resultante da anatexia de fontes exclusivamente supracrustais.

Nos diagramas de variação química, as diferentes unidades graníticas exibem um notório grau de sobreposição composicional, permitindo concluir que o plutonito não tem um padrão de zonamento bem definido. As tendências observadas são consistentes com uma evolução por cristalização fraccionada a partir do mesmo magma parental.

Os perfis de terras raras demonstram um sub-paralelismo evidente entre as amostras graníticas, corroborando a sua proveniência a partir de um magma parental comum.

A isócrona Rb-Sr de rocha-total obtida neste trabalho ($310,8 \pm 8,2$ Ma) sugere que a instalação do plutonito poderá ser algo mais jovem do que o proposto anteriormente (326 ± 12 Ma). Para validar esta hipótese, será necessário recorrer a métodos de datação mais robustos. A elevada razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7131$), associada à isócrona, valida a proveniência de tipo-S inferida a partir dos dados geoquímicos.

As assinaturas isotópicas de Sr-Nd revelaram a influência de protólitos crustais na génese dos magmas graníticos. Todas as amostras apresentam valores positivos de ϵ_{Sr} e (pouco) negativos de ϵ_{Nd} , reforçando, uma vez mais, a anatexia de fontes supracrustais na génese destes granitos. Para além disso, os seus valores de $\epsilon_{Nd_{310}}$ exibem um elevado grau de sobreposição com os dos metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico, sugerindo que estes sejam os protólitos a partir dos quais os magmas graníticos se geraram.

BIBLIOGRAFIA

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Pugnnaire, M.T.G., Alvarez, S.L., Quesada, C., Fernández, L.R.R., Gil-Ibarguchi J.I. (2002). Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds). *The Geology of Spain*. Geological Society of London, 649.
- Almeida, A., Leterrier, J., Noronha, F., Bertrand, J.M. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). *C.R. Acad. Sci. Paris* 326: 779-785.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L. (1987). Use and abuse of crust formation ages. *Geology* 15: 893-895.
- Arth, J.G., 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 4: 41-47.
- Arthaud, F., Matte P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25: 139–171.
- Ávila Martins, J. (1962). Contribuição para o conhecimento geológico da região do Caramulo. *Junta de Energia Nuclear, Mem.* 35, Lisboa: 123–227.
- Azevedo, M.R., Nolan, J. (1998). Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central, Portugal). *Lithos* 44: 1-20.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2006). Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. de Évora, 107-121.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2013). Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, II.1.7: 377-401.
- Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology* 117: 291- 312.
- Beetsma, J.J. (1995). The late Proterozoic / Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Tese de Doutoramento, Vrije Universiteit Amsterdam. 223 pp.
- Brum Ferreira, A. (1978). Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, nº 4, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa 374 pp.
- Burg, J.P., Iglesias Ponce de León, M., Laurent, P., Matte, P., Ribeiro, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 78: 161-177.

- Capdevila, R., Floor, P. (1970). Les différents types de granites hercynniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. España* 81/2-3: 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, L., Floor, P. (1973). Les granitoides varrisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France* 15: 209-228.
- Castro, A., Patino Douce, A.E., Corretgé, L.G., de la Rosa, J., El Biad, M., El Hmidi, H. (1999). H-type (hybrid granitoids): a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135: 255-276.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types, *Pac. Geol.* 8: 173-174.
- Chappell, B.W., White A.J.R. (1984). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Keqin X. & Guangchi T. eds. *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*, pp. 87–101. Science Press, Beijing.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1992). I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 83: 1 – 26.
- Clarke, D.B. (1992) - Granitoid rocks. Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Chang, R., 2010. Chemistry 10th Edition, 1170 pp.
- Chichorro, M., Solá, A.R., Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Silva, J. (2011). Fragmentation of Neoproterozoic magmatic arcs along the northern Gondwana margin in the Late Ediacaran (SW Iberia). Abstract Volume, Gondwana 14, East meets West, Búzios, Rio de Janeiro, Brasil.
- Costa M.M., Neiva, A.M.R., Azevedo, M.R., Corfu, F. (2014). Distinct sources for syntectonic Variscan granitoids: Insights from the Aguiar da Beira region, Central Portugal. *Lithos* 197: 83-98.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez-Alonso, G., Farias, P., Bastida, F., Aller, J. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics* 277: 307-337.
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 73: 135-149.
- Debon, F., Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Miner.* 111: 493–510.
- DePaolo, D.J. (1981) Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. (1976). 'Nd isotopic variations and petrogenetic models', *Geophysical Research Letters* 3(5): 249–252.
- Dias, G. (2001). Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *Mem. Acad. Ciências de Lisboa XXXIX*: 121-143.

- Dias, G., Leterrier, J. (1994). The genesis of mafic-felsic plutonic associations: A Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga granitoid massif (Northern Portugal). *Lithos* 32: 207-223.
- Dias, G., Simões, P.P., Ferreira, N., Leterrier, J. (2002). Mantle and Crustal Sources in the genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints. *Gondwana Research* 5: 287-305.
- Dias, R. (1994). Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, 278 pp.
- Dias, R. (1998). Estrutura varisca do autóctone do Terreno Ibérico Português. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro, Portugal* 85: 29-38.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics* 246: 13-128.
- Dias, R., Coke, C., Ribeiro, A. (2006). Da deformação da Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Évora, Universidade de Évora, 35-61.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J. (2013). Evolução estrutural dos sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Escolar Editora, 73–147.
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. (2016). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetical models, *Tectonophysics* 681: 170-194.
- Dias da Silva, I. (2013). *Geología De Las Zonas Centro Ibérica Y Galicia – Trás – Os - Montes En La Parte Oriental Del Complejo De Morais*, Portugal/España. Tese de Doutoramento. Universidad de Salamanca, 391 pp.
- Dickin, A.P. (1997). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 2nd Edition, 490 pp.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. (1990). Central Iberian Zone: Structure. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg: 172-188.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1994a). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension, in the Tormes Gneiss dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics* 238: 1-22.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1994b). Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneisico del Tormes (NO Salamanca). *Geogaceta* 16: 35-38.

- Escuder Viruete, J., Lindares, A., Arenas, R. (2000). P-T Paths Derived from Garnet Growth Zoning in an Extensional Setting: an Example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *Journal of Petrology* 41 (10): 1489-1515.
- Escuder Viruete, J., Díez Balda, M.A., Rubio Pascual, F., González Casado, J.M., Barbero, L., Martínez Poyatos, D., Villar Alonso, P., Martínez Catalán, J.R. (2004). La extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. In: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España*, SGEIGME, Madrid, 87-92.
- Esteves, A.F., Valle Aguado, B., Azevedo, M.R. (2006). Metamorfismo Barroviano Varisco na Zona Centro-Ibérica: Novas Evidências na Cintura Metamórfica de Porto-Viseu. *Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz* vol. I: 73-76.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42/8: 1199-1212.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G., Rodríguez-Fernandéz, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto* 1: 411-431.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York, 589p.
- Faure, G., Mensing, T.M. (2005). *Isotope Principle and Applications*. 3rd Edition, John Wiley & Sons, Hoboken.
- Faure, G., Powell, J.L. (1972). *Strontium Isotope Geology*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez-Alonso, G. (2000). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society of London* 157: 565–576.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *Geologia de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. and Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) Editorial Rueda, Madrid, 37-53.
- Ferreira, N., Godinho M., Neves, L., Pereira, A., Sequeira, A., Castro, P., Bento dos Santos, T. (2010). Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 17-A (LNEG, Portugal).
- Fujimaki, H. (1986). Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 42-45.
- Godinho, M.M. (1974). Sobre o plutonometamorfismo da região de Guardão (Caramulo, Portugal). *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* 78: 37-77.
- Godinho, M.M. (1980). O plutonito do Caramulo). *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* 89-90, 269 pp.

- Gomes, M., Neiva, A. (2005). Geochemistry of granitoids and their minerals from the Rebordelo-Agrochão area, northern Portugal. *Lithos* 81: 235-254.
- Gutiérrez-Marco, J.C., San José, M.A., Pieren, A.P. (1990). Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Germany, 160-171.
- Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J.Sed. Petrol.* 58: 820-829.
- Iglésias, M., Ribeiro, A. (1981). La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu): Un linéament ancien reactivé pendant l'orogenese Hercynienne? *Comun. Serv. Geol. Portugal* 67 (1): 89-93.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N. (1974). Memória explicativa do Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1: 1,000,000). *Inst. Geol. Min. España*, 113 pp.
- La Roche, H., Leterrier, J. Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183-210.
- Lemos de Sousa, M.J., Wagner, R.H. (1983). General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. In: Sousa, M.J., Oliveira, J.S. (Eds), *The Carboniferous of Portugal*, *Mem. Serv. Geol. Portugal* 29: 117-121.
- Liew, T.C., McCulloch, M.T. (1985). Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 49: 587-600.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen* 6: 78-82. (tradução para castelhano de J.M. Rios).
- Ludwig, K. R. (2003). Users manual for Isoplot 3.00, *Berkeley Geochronology Center Special Publication* 4: 70 pp.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 47: 11-30.
- Mansilha, C., Duarte, C.G., Melo, A., Ribeiro, J., Flores, D., Espinha Marques, J. (2017). Impact of wildfire on water quality in Caramulo Mountain ridge (Central Portugal). *Sustainable Water Resources Management*, 1-13.
- Marques, F., Mateus, A., Tassinari, C. (2002). The late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics* 359: 255-270.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F., Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*, *Geologic Society of America*, Boulder, 403-423.

- Martínez Poyatos, D., Gutiérrez Marco, J.C., Prado Alonzo, M.V., Rábano, I., Sarmiento, G.N. (2004). La Secuencia Paleozoica postcámbrica. In: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 81-83.
- Medina, J. (1996). Contribuição para o conhecimento da geologia do grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal central). Tese de Doutoramento, Univ de Aveiro, Aveiro, 202 pp.
- Mendes Victor, L., Miranda, M., Matias, L. (1993). Crustal structure of western Iberia from geophysical studies. *Publ. Inst. Geog. Nac. España, Serie monográfica* 10: 179-196.
- Nash, W.P., Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients of trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2309-2322.
- Neiva, A.M.R, Gomes, M.E.P. (2001). Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa* XXXIX: 53-95.
- Neves, L., (1991). Transferências de matéria e energia na interface granitóides biotíticos porfiróides-granitóides muscovítico biotíticos na região de Torredeita (Viseu, Portugal Central). Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Portugal, 240 p.
- Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1981). Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le nord-ouest Péninsulaire. *Leidse Geologische Mededel* 52: 87-91.
- Oen, I. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España* 81, 271-298.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T., Romano, M. (1992). O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidade de Extremadura, 359-374.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A.R., Medina, J., Silva, J.B. (2012). The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research* 192-195: 166-189.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. (2004). La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- Reavy, R.J. (1987). An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, northern Portugal. Ph.D. Thesis, University of St. Andrews, UK.
- Ribeiro, A. (1984). Evolução geodinâmica da zona centro-ibérica. *Geonovas* 1 (7): 145-146.

- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979). Introduction a la Géologie Générale du Portugal. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez-Garcia, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 397-410.
- Ribeiro, S. (2004). Estudo geoquímico do Maciço do Carrascal (Portalegre) e desenvolvimento de metodologias analíticas no LGI-UA, Tese de Mestrado em Geoquímica, Universidade de Aveiro, Portugal.
- Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Vegas, R. (2004). Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: Estratigrafía. In: Vera, J.A. (Eds.). Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 78-81
- Rollinson, H.R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Limited: London, 352p.
- Schermerhorn, L.J.G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (northern Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 37, 617 pp.
- Silva, M., 1995. Mineralogia, petrologia e geoquímica de enclaves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Portugal, 288 p.
- Solá, A.R., Chichorro, M., Pereira, M.F., Medina, J., Linnemann, U., Hofmann, M., Silva, J.B. (2011). Idades U-Pb dos zircões detríticos do Grupo das Beiras: Implicações para a evolução do SW da ibéria durante o Neoproterozóico. *Livro de Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica / XVII Semana da Geoquímica*, Castelo Branco, 41.
- Sousa, M.B. (1982). Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício Grupo do Douro. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 222 pp.
- Sousa, M.B. (1983). Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovícicas da ZCI. *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* 95: 65-99.
- Sousa, M.B. (1984). Considerações paleogeográficas sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuad. Geol. Ibérica* 9: 9-36.
- Sousa, M.B. (1985). Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* 100: 1-16.
- Sousa, M.B., Sequeira, A.J.D. (1989). Notícia Explicativa da Folha 10-D (Alijó). Lisboa. Serviços Geológicos de Portugal.

- Sun, W., McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42(1): 313-345.
- Talavera, C., Montero, P., Martínez Poyatos, D., Williams, I.S. (2012). Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist-Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U-Pb geochronology. *Gondwana Research* 22: 928-942.
- Tassinari, C., Medina, J., Pinto, M.S. (1996). Rb-Sr and Sm-Nd geochronology and isotope geochemistry of Central Iberian metasedimentary rocks. *Geologie en Mijnbouw* 75: 69-79.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 1-312.
- Teixeira, R.S.T. (2008). Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus enclaves da região de Carrazeda de Ansiães. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 427 pp.
- Valle Aguado, B. (1992). Geología estructural de la Zona de Cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra de Arada (Norte de Portugal). Tese de Doutoramento (não publicada). Universidad Salamanca, España, 254 pp.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J., Nolan, J. (2005). U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* 82: 169–184.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Gonçalves, R. (2013). A sedimentação carbonífera na Bacia do Buçaco. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, 259-274.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J., Medina, J., Costa, M.M., Corfu, F., Martínez Catalán, J.R. (2017). Granite emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu batholith. *Journal of Structural Geology* 98: 15-37.
- Valverde-Vaquero, P., Díez-Balda, M.A., Díez-Montes, A., Dörr, W., Escuder, J., González-Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F., Villar, P. (2006). Timing of Variscan metamorphism and the Central Iberian paradox. *EGU06 Geophysical Research Abstracts* A-01309.
- Villa, I. M., De Bièvre, P., Holden, N. E., Renne, P. R. (2015). 'IUPAC-IUGS recommendation on the half life of ^{87}Rb ', *Geochimica et Cosmochimica Acta* 164: 382–385.
- Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G. (1998). Crustal origin of hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos* 43: 55- 79.
- Watson, E.B., Green, T.H., 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters* 56: 405-421.

- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- White, A.J.R., Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall: 697 pp.